

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉVALUATION DES PROCESSUS RADIATIFS ET DES NUAGES PAR LE
MODELE GEM-LAM POUR L'ANNEE SHEBA EN ARCTIQUE

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHERE

PAR
DRAGAN SIMJANOVSKI

MARS 2010

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 -Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens à adresser mes remerciements les plus sincères à mon directeur de la recherche, Dr. Éric Girard, qui m'a donné l'opportunité de réaliser ce projet. Sa rigueur scientifique, ses conseils judicieux, sa disponibilité et son enthousiasme soutenu dans ce projet ont grandement contribué à effectuer ce travail. Je tiens pareillement à le remercier de l'appui financier qu'il m'a offert tout le long de ma maîtrise.

Je désire aussi adresser des remerciements particuliers à mon codirecteur de la recherche, Dr. Colin Jones pour tous ses conseils et ses encouragements tout au long de ce projet.

Je veux remercier aussi mes collègues avec lesquels j'ai collaboré et qui m'ont aidé à réaliser divers travaux pendant ma maîtrise. J'aimerais dire merci à mes collègues, les étudiants du groupe des Sciences de l'Atmosphère de l'UQÀM, pour leur appui tout au long de ces deux années. Un remerciement spécial à Guillaume Dueymes qui était toujours disponible pour corriger mes documents en langue française.

Un grand merci à ma famille qui m'a encouragé et donné le soutien moral.

Je remercie finalement tous ceux qui m'ont manifestés de la bonne volonté pendant la durée de mon projet.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	i
TABLE DES MATIÈRES	ii
LISTE DES FIGURES.....	iv
LISTE DES TABLEAUX.....	vi
LISTE DES ACRONYMES	vii
LISTE DES SYMBOLES	ix
RÉSUMÉ.....	xi
 INTRODUCTION.....	 1
 CHAPITRE I	
LE MODÈLE GEM – LAM ET LA CONFIGURATION EXPÉRIMENTALE	
1.1 Modèle GEM – LAM.....	12
1.1.1 Le flux de surface.....	15
1.1.2 Paramétrage des nuages	17
1.1.3 Le transfert radiatif dans le modèle GEM - LAM	20
1.2 Les différences entre deux versions du modèle GEM – LAM.....	21
1.3 L'expérience ARCMIP	22
1.4 Configuration expérimentale.....	24
1.5 Les observations de SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean)	25
1.6 Les méthodes statistiques et les corrections utilisées pour l'évaluation du modèle GEM – LAM	27
 CHAPITRE II	
ANALYSES DES MOYENNES MENSUELLES ET QUOTIDIENNES	
2 Analyse des données.....	31
2.1 Moyennes mensuelles	31

2.1.1	Radiation des longues longueurs d'onde vers le bas à la surface	32
2.1.2	Radiation des courtes longueurs d'onde vers le bas à la surface	34
2.1.3	Albédo de la surface.....	37
2.1.4	La vapeur d'eau	39
2.1.5	Couverture nuageuse.....	43
2.1.6	Précipitations	45
2.2	Analyses des moyennes quotidiennes	47
2.2.1	Les moyennes journalières du rayonnement incident en surface dans les courtes longueurs d'onde	47
2.2.2	Les moyennes journalières du rayonnement incident en surface dans les longues longueurs d'onde.....	50
2.2.3	Eau liquide intégrée à la verticale.....	53
2.2.4	Couverture nuageuse.....	58
2.2.5	Les moyennes journalières des précipitations.....	60
2.3	Co-variabilité des valeurs instantanées	61
2.3.1	Couverture nuageuse et rayonnement incident en surface dans les courtes longueurs d'onde	62
2.3.2	Eau dans les nuages et le rayonnement incident en surface dans les courtes longueurs d'onde	64
2.4	Le filtrage des nuages optiquement minces	67
2.4.1	Moyennes mensuelles de couverture nuageuse après le filtrage des nuages optiquement minces	69
2.4.2	Moyennes quotidiennes de couverture nuageuse après le filtrage des nuages optiquement minces.....	71
2.4.3	Effet radiatif des nuages optiquement minces en surface	73
CHAPITRE III		
RÉSUMÉ ET CONCLUSION		77
BIBLIOGRAPHIE		83

LISTE DES FIGURES

Figure 1.4-1 Le domaine de l'intégration du modèle GEM – LAM et les points correspondants aux observations de SHEBA.....	25
Figure 1.5-1 La trajectoire du brise-glace où les observations de SHEBA étaient faites et le domaine ARCMIP (Wyser et al. 2005).....	27
Figure 2.1-1 Moyennes mensuelles du rayonnement incident en surface dans les longues longueurs d'onde (A) et l'erreur relative du modèle GEM – LAM (v3.3.0) par rapport aux observations de SHEBA (B)	33
Figure 2.1-2 Cycle annuel de radiation des courtes longueurs d'onde vers le bas à la surface pendant l'expérience de SHEBA (A); la figure (B) représente l'erreur relative du modèle GEM – LAM (v3.3.0) par rapport aux observations de SHEBA	35
Figure 2.1-3 Somme des erreurs absolues (moyennes mensuelles) de SWD et LWD des deux versions du modèle GEM - LAM v3.2.2 et v3.3.0 respectivement.....	36
Figure 2.1-4 Moyennes mensuelles de l'albédo de la surface (A) et erreur relative du modèle GEM – LAM (v3.3.0) par rapport aux observations de SHEBA (B).....	38
Figure 2.1-5 Cycle annuel d'eau précipitable (A) et erreur relative du modèle GEM – LAM (v3.3.0) par rapport aux observations (B)	40
Figure 2.1-6 Profils verticaux de humidité spécifique et de la température pour la saison hivernale (décembre 97 à février 98 ; A et C respectivement) et pour le mois de juillet 1998 (B et D respectivement) des deux versions du modèle GEM – LAM (v3.2.2 et v3.3.0)	42
Figure 2.1-7 Couverture nuageuse simulée par des modèles associés à l'expérience ARCMIP (A) et erreur relative du modèle GEM – LAM du modèle GEM – LAM (v3.3.0) par rapport aux observations satellitaires de SHEBA pour cette variable (B).	44
Figure 2.1-8 Cycle annuel des précipitations simulée par deux versions du modèle GEM - LAM (v3.2.2 et v3.3.0) (A) et erreur relative du modèle GEM – LAM (v3.3.0) par rapport aux observations de SHEBA pour cette variable (B).....	46
Figure 2.2-1 Moyennes journalières du rayonnement incident en surface dans les courtes longueurs d'onde du modèle GEM - LAM (v3.3.0 et v3.2.2) (A) et des différents modèles participant à l'expérience ARCMIP (A – source : Wyser et al. 2008) en Wm^{-2}	49
Figure 2.2-2 Moyennes journalières du rayonnement incident en surface dans les longues longueurs d'onde du modèle GEM – LAM (v3.3.0 et v3.2.2) (A) et des différents modèles participant à l'expérience ARCMIP (B – source :Wyser et al. 2008)	52

- Figure 2.2-3 Représentation de LWP en $kg\ m^{-2}$ par le modèle GEM – LAM (v3.3.0) pour des intervalles de température de 10 degrés (A, B [240<T<250], C [260<T<270] et D [T>270]). La température de l'air à 2m est utilisée dans le calcul 55
- Figure 2.2-4 Représentation de LWP en $kg\ m^{-2}$ par le modèle GEM – LAM (v3.2.2) pour des intervalles de température de 10 degrés (A, B [240<T<250], C [260<T<270] et D [T>270]). La température de l'air à 2m est utilisée dans le calcul 56
- Figure 2.2-5 Moyennes journalières de l'eau liquide intégrée à la verticale en $kg\ m^{-2}$ du modèle GEM – LAM (v3.3.0 et v3.2.2) (A) et des différents modèles participant à l'expérience ARCMIP (B – source : Wyser et al. 2008) 57
- Figure 2.2-6 Différences entre deux versions de modèle GEM – LAM (v3.2.2 et v3.3.0) pour le ratio IWP/ (IWP+LWP) en fonction de la température de l'air à 2m 58
- Figure 2.2-7 Moyennes journalières de couverture nuageuse du modèle GEM – LAM (v3.3.0 et v3.2.2) (A) et des différents modèles participant à l'expérience ARCMIP (B – source : Wyser et al. 2008) 59
- Figure 2.2-8 Moyennes journalières des précipitations en $m/3h$ de 2 versions du modèle GEM – LAM (v3.3.0 et v3.2.2) 61
- Figure 2.3-1 Variation de rayonnement incident en surface dans les courtes longueurs d'onde avec la couverture nuageuse pour des angles solaires zénithaux inférieurs à 65°. GEM – LAM est représenté sur la figure (A) et les modèles d'ARCMIP sur la figure (B - source : Wyser et al. 2008) 63
- Figure 2.3-2 Variation de SWD à la surface (en $W\ m^{-2}$) en fonction de l'eau des nuages (en $g\ m^{-2}$) dans les modèles (points en rouge) et observations (points en noir). Sur le graphique, uniquement les valeurs du ciel couvert pour des angles solaires zénithaux inférieurs à 65° sont affichées. Les valeurs observées d'eau liquide intégrée à la verticale sont pour l'eau liquide des nuages, tandis que dans les données de modèle il y a les contributions en eau liquide et en glace dans les nuages. GEM – LAM (v3.3.0) est représenté sur la figure (A) et les modèles d'ARCMIP sur la figure (B) (source : Wyser et al. 2008) 66
- Figure 2.4-1 Comparaison des sorties de modèle GEM – LAM (v3.3.0) aux observations satellitaires (AVHRR) de SHEBA pour la couverture nuageuse (moyennes mensuelles) après filtrages des nuages optiquement minces pour les différents rayons efficaces de gouttelettes de l'eau et de glace dans les nuages (cas extrêmes r_{min} – graphique A, r_{moy} – graphique B, r_{max} graphique C) 70
- Figure 2.4-2 Les images montrent les moyennes quotidiennes avant (A) et après le filtrage des nuages minces (B – seuil de 0,5 ; C – seuil de 1) 72
- Figure 2.4-3 Le forçage radiatif des nuages de longues longueurs d'onde (A), de courtes longueurs d'onde (B) et le forçage radiatif net des nuages (C) 76

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.3-1 Les huit modèles participant à l'expérience ARCMIP avec des détails sur les groupes de recherche	23
Tableau 1.3-2 Les schèmes radiatifs et les rayons effectifs des nuages d'eau et de glace des modèles participants à l'expérience ARCMIP.....	23
Tableau 2.2-1 Statistique des différents modèles participant à cette expérience dans le domaine de SWD. Dans le tableau les coefficients linéaires de corrélation (r), les biais de modèles (<i>biais</i>), les erreurs quadratiques moyennes (<i>RMSE</i>) et les nombres de jours de simulations sont indiqués.....	50
Tableau 2.2-2 Mêmes statistiques que le tableau 2.2-1, mais pour le LWD.....	51
Tableau 2.2-3 Mêmes statistiques que le tableau 2.2-1, mais pour l'eau liquide intégrée à la verticale en $kg\ m^{-2}$	54
Tableau 2.2-4 Mêmes statistiques que le tableau 2.2-1, mais pour la couverture nuageuse.....	60

LISTE DES ACRONYMES

ACIA	Arctic Climate Impact Assessment
AMIP2	Atmospheric Model Intercomparison Project 2
ARCMIP	Arctic Regional Climate Model Intercomparison Project
ARCSYM	Arctic Regional Climate System Model
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CCCMA	Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis
CKD	Correlated K Distribution method
CMC	Centre météorologique canadien
CMIP	Coupled Model Intercomparison Project
COAMPS	Coupled Ocean/Atmospheric Mesoscale Prediction System
CPS	Cumulative Probability Space
CRCM	Canadian Regional Climate Model
ETL	Environmental Technology Laboratory
FRNco	Forçage radiatif des nuages de courtes longueurs d'onde
FRNlo	Forçage radiatif des nuages de longues longueurs d'onde
FRNnet	Forçage radiatif des nuages net
GEM – LAM	Global Environmental Multiscale – Limited Area Model
HIRHAM	HIR (LAM) + (EC) HAM: High Resolution Limited Area Model + GCM based on ECMWF (European Centre for Medium – Range Weather Forecasts Model), modified and extended in Hamburg
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
ISBA	Interactions Soil-Biosphere-Atmosphere
LWD	La radiation des longueurs d'onde longue vers le bas à la surface (Downward longwave radiation)
LWP	Eau liquide intègre à la verticale (Liquid Water Path)
MC	Modèle Colonne
MCG	Modèle de Circulation Générale
MRB	Meteorological Research Branch

MRC	Modèle Régional du Climat
PMM5	Polar Mesoscale Model
RCA	Rossby Centre Atmospheric Model
REMO	REgional MOdel
RegCLIM	the Norwegian co-ordinated science project “Regional Climate Development Under Global Warming”
RMSE	Erreur quadratique moyenne (Root Mean Square Error)
SFC albédo	Albédo de la surface (Surface Albedo)
SHEBA	Surface Heat Budget of the Arctic Ocean
SWD	La radiation des longueurs d’ondes courtes vers le bas à la surface (Downward shortwave radiation)
UQAM	Université du Québec à Montréal

LISTE DES SYMBOLES

a_t	Représente l'albédo moyen
δ_s	L'angle de déclinaison solaire
e_t	L'émissivité moyenne
λ_e	La longitude (positif ouest)
π	La pression hydrostatique
ρ_a	La densité de l'air
ρ_{liq}	La densités de l'eau
ρ_{ice}	La densités de la glace
s_{SB}	La constante de Stefan-Boltzmann
t	L'épaisseur optique
$\phi \equiv gz$	La hauteur géopotentielle
Φ	La latitude positive nord
Φ_r	La latitude de Tropique du Cancer
c_{pd}	La chaleur spécifique de l'air sec à pression constante
c_p	La chaleur spécifique
C_T	Le coefficient de traînée selon la stabilité thermique de l'atmosphère
$\cos\Psi$	Cosinus de l'angle solaire zénithal
d	Le numéro du jour de l'année
d_r	Le jour du solstice d'été
d_y	Le nombre moyen de jours par an
f	Paramètre de Coriolis
F_{ss}	Le rayonnement incident solaire
F_{sl}	Le rayonnement incident infrarouge
g	L'accélération verticale de la gravité
IWP_i	Quantités en glace intégrées à la verticale

\vec{k}	Le vecteur unitaire dans le sens vertical
$k(\nu)$	Le coefficient d'absorption de gaz dans l'espace de fréquence
L_i	La chaleur spécifique de sublimation
L_v	La chaleur spécifique d'évaporation
LWP_i	Quantités en eau liquide intégrées à la verticale
R_n	La radiation nette
T	La température
T_a	La température au plus bas niveau d'atmosphérique
T_{surf}	La température de la surface
T_{2m}	La température de l'air à 2 mètres
t_{utc}	Le Temps Universel Coordonné (« Coordinated Universal Time »)
T_v	La température virtuelle
p	La pression
q_v	L'humidité spécifique de la vapeur d'eau
Q_e	L'efficacité d'extinction des hydrométéores
R_d	La constante des gaz de l'air sec
$r_{e,liq}$	le rayon efficace de gouttelettes d'eau dans les nuages
$r_{i,ice}$	Le rayon efficace de glace dans les nuages
U	L'humidité relative
U_{seuil}	Représente l'humidité relative critique
V^H	Représente la vitesse horizontale
w	La quantité de l'absorbeur

RÉSUMÉ

Dus aux conditions uniques en Arctique (des températures et aux rapports de mélange de vapeur d'eau extrêmement bas, à la réflexivité élevée des surfaces de la glace de mer et de la neige, inversion de température dans la basse troposphère et à l'absence de la radiation solaire pendant des périodes prolongées), les processus macro et microphysiques contrôlant la formation des nuages sont complexes et uniques.

La validation de ces paramètres atmosphériques simulés par les différents modèles numériques du climat présentement utilisés par les plus grands centres de recherche au monde avec les observations est indispensable pour mieux connaître et, par conséquent, mieux paramétriser ces processus complexes.

Le nouveau Modèle Canadien Régional du Climat GEM-LAM (une version à aire limitée du modèle Global Environmental à Multi-échelle) a été évalué pour la période de septembre 1997 à octobre 1998 au-dessus de l'océan Arctique Ouest. Cette période coïncide avec la campagne de mesures du projet SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean). Les versions 3.2.2 et 3.3.0 du modèle sont évalués dans cette étude.

La radiation solaire et terrestre vers le bas à la surface, l'albédo de surface, la vapeur d'eau dans la verticale, les contenus en eau liquide et solide et la couverture nuageuse simulés par GEM-LAM sont évalués avec les données d'observation SHEBA et comparés aux résultats des modèles participants à l'expérience d'inter-comparaison de modèles climatiques régionaux ARCMIP. Une comparaison plus poussée entre les moyennes journalières a été faite et les biais des modèles, le RMSE et le coefficient linéaire de corrélation sont calculés pour plusieurs champs radiatifs et microphysiques.

Sur une base mensuelle, les modèles représentent la radiation des longues et courtes longueurs d'onde vers le bas à la surface raisonnablement bien, mais le décalage entre les simulations suivant les différents modèles est plus grand pour les SWD que pour les LWD à la surface. GEM-LAM surestime l'albédo de la surface pendant toutes les saisons dans cette expérience. De plus, le modèle GEM se comporte similairement aux autres modèles participant à cette expérience et tend à sous-estimer la quantité de vapeur d'eau intégrée verticalement pendant l'hiver, tandis que le GEM la surestime durant l'été. La majorité des modèles surestime la couverture nuageuse hivernale, par contre, ils simulent plus ou moins correctement la couverture nuageuse durant l'été.

Sur une base quotidienne, tous les modèles participant à l'expérience ARCMIP simulent relativement bien la radiation des courtes longueurs d'onde vers le bas à la surface, mais les valeurs quotidiennes de l'eau liquide intégrée à la verticale sont légèrement moins bien simulées. Les deux versions du modèle GEM-LAM (v3.2.2 et v3.3.0) ont aussi de la difficulté à bien simuler la couverture nuageuse sur une base quotidienne comme les autres modèles participant à cette expérience.

Les nuages optiques minces sont l'une des raisons permettant d'expliquer le grand écart entre la couverture des nuages simulée par les modèles et les observations. Pour éliminer ce problème dans notre analyse, un filtre des nuages optiquement minces a été appliqué en sortie du modèle GEM – LAM. Après filtrage des nuages optiquement minces dans le modèle GEM, pour chaque filtre sélectionné (0,5, 1, 1,5, 2), la couverture nuageuse décroît significativement durant la saison hivernale. Par contre, la couverture nuageuse est insensible au filtre durant la saison estivale.

Mots clés : Arctique, modélisation, GEM-LAM, SHEBA, ARCMIP, radiation, couverture nuageuse

INTRODUCTION

Les modèles climatiques sont utilisés à des fins de compréhension de la dynamique et de la physique atmosphériques et de la prévision du climat futur. Les scénarios climatiques s'appuient sur l'utilisation des modèles numériques. L'évolution continue de ces modèles au cours des dernières décennies a été aidée par une augmentation considérable de la capacité de calcul des ordinateurs. Ce progrès a permis d'augmenter la complexité du modèle (en incluant de plus en plus de composants et de processus), d'augmenter la durée des simulations et la résolution spatiale. La capacité des modèles du climat à simuler les rétroactions entre les différentes composantes du système climatique dépend du degré de compréhension des processus qui régissent ce système et des ressources informatiques disponibles. Sur une échelle globale, les caractéristiques moyennes du climat sont bien représentées par les modèles de circulation générale (MCG) (Intergovernmental Panel on Climate Change: IPCC 2001). De plus, beaucoup de processus principaux contrôlant la sensibilité du climat ou de brusques changements climatiques (par exemple, les nuages, la végétation, la convection océanique) dépendent de très petites échelles spatiales. Ils ne peuvent pas être représentés en détail dans le cadre des modèles globaux, et la compréhension scientifique entre eux est encore généralement incomplète. Par conséquent, une évaluation de ces processus sur une échelle plus réduite nécessite une amélioration des modèles climatiques (IPCC 2001).

Les projections du climat futur à l'aide des modèles globaux montrent que le plus important réchauffement en surface se situe au-dessus de la glace de mer de l'océan arctique. Plusieurs phénomènes physiques observés en Arctique ne sont pas encore bien compris expliquant ainsi la difficulté par les modèles numériques à simuler correctement le climat arctique. Par conséquent, les simulations de climat de l'Arctique diffèrent beaucoup selon le choix du modèle climatique et des paramétrages physiques (Walsh et al. 2002; Räisänen 2002; Covey et al. 2003). De grandes différences ont été constatées parmi les modèles de circulation générale (MCG) pour les simulations de la pression au niveau de la mer arctique,

de la température de surface, les précipitations et la couverture nuageuse. Ces raisons expliquent l'importance d'étudier plus en détail le climat de cette région et sa modélisation.

Les justifications de la construction d'un MRC de l'atmosphère arctique à haute résolution reposent sur le traitement de l'orographie, le masque terre-mer et les processus physiques limités dans les MCG par les résolutions horizontale et verticale. L'utilisation de MRC avec des conditions aux frontières latérales provenant de ré-analyses limite les problèmes provenant des basses latitudes qui contaminent les résultats de l'Arctique. De plus, les lacunes persistantes dans la paramétrisation des principaux processus physiques en Arctique sont en partie issues des déficiences dans la description des modèles de circulation générale du climat. L'utilisation des modèles régionaux du climat (MRC) est à l'heure actuelle le meilleur compromis à des fins de simulations du climat arctique comparativement aux MCG et aux modèles colonnes (Wyser et al., 2008). Dans les MCG, l'état thermodynamique de l'atmosphère arctique simulé est fortement influencé par les erreurs à distance de la région de l'Arctique (les erreurs des trajectoires des tempêtes des latitudes moyennes par exemple liées à la variabilité interne du climat). Ces erreurs se propagent en Arctique et compromettent la qualité de la structure thermodynamique simulée de l'Arctique, dans laquelle la paramétrisation des nuages et de rayonnement doit s'appliquer. Les modèles colonnes (SCM) sont des outils pour tester et améliorer les paramétrisations des processus physiques. Cependant, les modèles colonnes sont limités par l'application de forçage à grande échelle observé ou analysé. Ils ne permettent donc pas aux nuages et aux processus radiatifs simulés d'interagir avec la dynamique simulée. Il est également souvent difficile de définir avec précision la résolution horizontale d'un modèle colonne (Wyser et al., 2008).

Un choix judicieux du domaine d'un MRC et la spécification des conditions aux limites latérales (CLL) des champs analysés permettent de contrôler l'évolution atmosphérique, suivant les conditions observées, tout en permettant les interactions locales entre les paramétrisations et la dynamique du modèle résolu. De plus, une conception soignée de la grille d'un MRC permet aux variables simulées d'être évaluées par rapport aux observations locales sur une période limitée, comme c'est souvent le cas avec des campagnes d'observation. Dans un modèle régional, le climat sur une grande échelle peut être contrôlé

par la prescription de limites latérales des analyses globales. Les erreurs systématiques restant dans les modèles régionaux sont probablement liées à des déficiences des paramétrisations de processus à sous-échelle. Les problèmes peuvent être plus facilement isolés et traités que dans le cadre d'expériences réalisées avec les modèles globaux.

Les premières études d'intercomparaisons des 19 modèles de circulation générale du projet CMIP (Coupled Model Intercomparison Project, Meehl et al., 2000) montrent un désaccord entre les modèles par rapport à la moyenne saisonnière de la couverture nuageuse en Arctique. La moyenne saisonnière d'ensemble des 19 CMIP du réchauffement en Arctique est environ 2,5 fois plus grande que la moyenne saisonnière du réchauffement global (Räisänen, 2001). Le cycle annuel de la couverture nuageuse simulé par un certain nombre de modèles était complètement en déphasage avec les observations (Chen et al., 1995, Tao et al., 1996).

Une autre étude effectuée par Walsh et al., (2002) dans le cadre d'AMIP-II (Atmospheric Model Intercomparison Project – Phase II) a présenté des améliorations des simulations de la couverture nuageuse en Arctique, même si les flux de rayonnement de surface ont varié beaucoup entre certains modèles. De plus, il a été montré que les MCG ont des problèmes à reproduire le climat actuel en Arctique. Les modèles ont des biais systématiques au niveau des champs de pression de surface et les flux radiatifs de surface varient beaucoup entre les modèles. Ces résultats indiquent la nécessité d'améliorer encore la représentation du bilan radiatif de surface dans les modèles climatiques en Arctique. Les difficultés des modèles à simuler le climat Arctique sont directement liées à un manque de compréhension de plusieurs processus de rétroactions impliquant les processus physiques.

Par exemple, le processus de rétroaction nuage-rayonnement est extrêmement complexe dans la région de l'Arctique en raison d'une myriade de dépendances fonctionnelles qui peuvent être attribués à la glace de mer sous-jacente. Des relations non linéaires existent entre les nuages de l'Arctique et le flux de la surface nette qui dépendent des conditions de surface. D'autre part, l'albédo de la glace de mer et les températures de surface sont fortement influencées par la présence de nuages, et donc les nuages affectent

indirectement la stabilité de la couche limite et les flux de chaleur latente et sensible (Curry et al., 1996). De plus, les changements dans la couverture nuageuse constituent seulement un des nombreux paramètres qui influent sur les interactions radiatives des nuages : l'épaisseur optique des nuages, la hauteur des nuages et les propriétés microphysiques des nuages peuvent également être modifiées par les changements de température atmosphérique, ce qui s'ajoute à la complexité des rétroactions. De plus, la couverture nuageuse influe sur le rayonnement solaire, car les nuages réfléchissent vers l'espace certaines quantités de rayonnement incident, réduisant ainsi la quantité de rayonnement solaire qui atteint la surface de la Terre. Cependant, les nuages ré-émettent l'énergie infrarouge vers la surface de la terre modérant ainsi la température de la basse atmosphère. Dans les régions polaires, les nuages ont un effet net de réchauffement par l'effet de rayonnement infrarouge des nuages. De plus, la combinaison entre l'absence de réchauffement solaire, et le refroidissement de la surface par le rayonnement des longues longueurs d'onde facilite la formation de l'inversion de température de longue durée avec des conditions qui sont extrêmement stables. Les longues périodes de conditions stables de la couche limite arctique en hiver sont entrecoupées avec des périodes de conditions quasi neutres, forcées par le rayonnement des longues longueurs d'ondes (Persson et al., 1999, 2002) directement liées aux nuages de la couche limite ; problème également fréquent dans les modèles.

Également, la grande sensibilité du climat dans les modèles est largement due à la forte rétroaction positive neige et glace/albédo (le réchauffement réduit la glace et/ou la couverture de neige, ce qui réduit l'albédo de la surface, renforçant davantage le réchauffement). En bref, on peut dire que le rayonnement solaire incident qui frappe la surface de la terre est partiellement réfléchi et partiellement absorbé suivant la proportion de réflectivité de la surface (albédo). Les surfaces de couleurs plus foncées ont un albédo plus faible et absorbent ainsi plus d'énergie solaire que les surfaces présentant des couleurs plus claires (légère). L'albédo de surface est aussi fonction de l'angle d'incidence du rayonnement solaire (c'est la quantité d'énergie solaire qu'une surface absorbe dépendant de l'altitude solaire). La neige récemment tombée a un albédo d'environ 0,90, ce signifie qu'elle reflète 90 pour cent de rayonnement. Au contraire, la neige qui fond a un albédo moyen de 0,5, la neige fraîche absorbe donc 50 pour cent de la radiation incidente; le reste étant donc réfléchi. Comme une

surface sombre absorbe plus de rayonnement solaire, la neige couverte par une couche de poussière (neige sale) fond beaucoup plus rapidement que la neige propre. L'albédo de la glace de mer varie avec l'âge de la glace, elle a une valeur de l'ordre de 0,7. De plus, par exemple, l'albédo des nuages dépend principalement de l'eau liquide intégrée à la verticale, bien que la phase de l'eau (liquide ou solide) a un impact sur le rayon efficace des nuages mais aussi sur l'albédo des nuages et dans une moindre mesure l'émissivité des nuages.

Les études récentes de MRC ont indiqué l'importance de la représentation exacte des interactions entre les nuages et le rayonnement (Morrison et al. 2003; Jones et al. 2004a ; Cassano et al. 2001), de la quantité de mouvement, de l'échange de la chaleur et de l'humidité dans la couche limite (Dethloff et al. 2001, Tjernström et al. 2005), la topographie du Groenland (Box and Rinke 2003) pour les simulations du climat arctique. Selon Curry et al. (1996), il existe plusieurs facteurs qui sont liés aux imperfections possibles dans les MCG pour simuler le climat arctique. L'un de ces facteurs est relié aux paramétrages de processus physiques utilisés dans les MCG qui sont inadéquats pour des processus en Arctique (par exemple les nuages glacés en hiver et la brume arctique ne sont pas inclus dans le paramétrage de processus liés aux interactions nuages-rayonnement). L'autre facteur est la faible résolution horizontale de 1 à 5 degrés latitude/longitude (MCG ne peuvent pas bien simuler des champs de température et de précipitation dans les domaines avec une topographie complexe comme par exemple Groenland).

Le projet d'inter-comparaison des modèles climatiques régionaux ARCMIP (Arctic Regional Climate Model Intercomparison Project ; Curry et Lynch, 2002) a été développé pour tester et documenter les performances des Modèles Régionaux du Climat (MRC) au-dessus de l'ouest de l'océan arctique. L'activité primaire de l'expérience ARCMIP est de faire des simulations coordonnées avec les différents modèles y participant pour évaluer le niveau d'incertitude dans les simulations de ces modèles régionaux du climat. Une stratégie sous-jacente consiste à utiliser les modèles régionaux pour améliorer la modélisation du climat global. La première expérience d'ARCMIP a été accomplie pour la période 1997/1998 du projet SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean). Tous les modèles participants à l'expérience ARCMIP ont approximativement les mêmes conditions de simulation (mêmes

conditions aux frontières, résolutions horizontales, et grandeur du domaine). Les résultats des modèles participants (RCA - Institut Suédois d'Hydrologie et de Météorologie, REMO - Institut Max-Planck de Météorologie, HIRHAM - Institut Alfred Wegener, ARCSYM - Université du Colorado, PMM5 - Université du Colorado, CRCM - Université du Québec à Montréal, COAMPS - Université de Stockholm, RegCLIM - Met.no - Institut Norvégien de Météorologie) ont été comparés avec les observations de SHEBA. Les comparaisons entre les modèles et les observations sont basées sur des moyennes mensuelles et journalières pour les variables de longueur d'onde courte (SWD) et longue (LWD) vers le bas à la surface, l'albédo de la surface, la couverture nuageuse et l'eau précipitable. Suivant une base mensuelle et journalière, le SWD, le LWD et l'eau précipitable sont assez bien représentés, tandis que la couverture nuageuse totale (même pour les moyennes mensuelles) n'est pas bien représentée par les modèles participants. L'albédo de la surface est relativement bien simulé par quelques modèles au cours de la saison hivernale, mais ceux-ci étaient de plus en plus imprécis durant la saison estivale, pouvant compromettre le bilan radiatif de surface. Ce groupe de chercheurs ont signalé que les différences entre des simulations de modèles peuvent être attribuées à différents types de formulations et la représentation des processus physiques. L'amélioration de la paramétrisation de la couverture nuageuse et de l'albédo de surface sont nécessaires pour améliorer la performance globale des MRC dans l'Arctique (Wyser et al., 2008).

Rinke et al. (2006) ont comparé l'ensemble des modèles avec les ré-analyses du ECMWF pour savoir comment l'ensemble des modèles représentent le climat. Les variables évaluées ont été le géopotentiel, la température de l'air à 2 m, la couverture des nuages, le LWD et le SWD vers le bas à la surface. Ils ont quantifié la dispersion entre les modèles, et donc l'ampleur du désaccord et le manque de fiabilité des simulations d'Arctique par les MRC. Les différences les plus importantes ont été trouvées pour la température à 2 m, pour les flux de rayonnement de surface, et pour la couverture nuageuse, impliquant une réduction du niveau de confiance pour ces variables.

Dans le cadre d'ARCMIP, Tjernström et al. (2005) ont comparé six modèles régionaux du climat aux observations de SHEBA pour les variables de surface, les flux de surface et la

structure verticale de la basse troposphère. Ils ont trouvé que la pression de surface, la température de l'air près de la surface, l'humidité spécifique et la vitesse du vent sont en accord avec les observations et aussi que le flux de rayonnement de la surface a été étonnamment précis. Selon leurs analyses ils ont conclu que les nuages jouent un rôle important dans le bilan énergétique de surface et donc dans la couche limite, cependant, il existe une contradiction apparente impliquant les nuages. La simulation de rayonnement d'ondes courtes vers le bas à la surface suggère que les quantités de nuage sont assez précises, et il existe une corrélation positive entre l'eau de nuage et de biais d'humidité spécifique dans tous les modèles. Il existe, aussi, une relation structurelle entre les profils d'eau liquide de nuage et profils de température en été. Cette question mérite certainement une étude plus approfondie. De plus, ils ont indiqué que la sensibilité de l'interaction atmosphère-glace pour des erreurs dans les flux étudiés, la fonte de la glace dans les scénarios de changement climatique doit être considérée avec beaucoup de prudence.

Jones et al. (2004b) ont intégré le modèle climatique régional (RCA2) sur l'océan arctique toujours dans le cadre du projet international d'ARCMIP. La couverture nuageuse et le LWD vers le bas à la surfaces observées ont été surestimés par le modèle RCA2, mais cette erreur a été améliorée en introduisant un nouveau paramétrage de nuages (Xu and Randall 1996), ce qui améliore de façon significative le cycle annuel de la couverture nuageuse. Les chercheurs ont proposé un traitement réaliste de l'évolution dans le temps de l'albédo, de la glace de mer et de la neige; paramètres cruciaux pour une simulation précise du budget radiatif en surface nette. De plus, l'inclusion d'une température de surface de la neige pronostic semble nécessaire, afin de simuler avec précision les processus thermodynamiques près de la surface dans l'Arctique.

Comme le budget énergétique de l'Arctique est en grande partie déterminé par les radiations (Duynderke et de Roode, 2001) et que le principal modulateur de rayonnement sont les nuages (Randall et al., 1998), nous avons besoin d'une bonne représentation des nuages dans les modèles. Un problème pour les simulateurs de climat en arctique est qu'il n'existe pas beaucoup de sites d'observations des nuages (il y a un manque au niveau des observations sur des longues échelles de temps). Les données plus valables sont celles prises

lors des campagnes de mesure de type SHEBA (Uttal et al., 2002). Aussi, une autre source de données d'observations sont celles fournies par mesures satellitaires polaires disponibles depuis les dernières décades.

Selon Wyser et Jones (2005), une tâche fondamentale pour les modèles climatiques est la reproduction de la couverture nuageuse réelle. Une meilleure compréhension des différences entre les couvertures nuageuses modélisées et observées est d'une grande importance pour améliorer la description des nuages dans les modèles climatiques. Wyser et Jones (2005) ont montré que les chercheurs devaient porter une attention particulière sur le choix des observations de la couverture nuageuse avec lesquelles ils évaluent leurs modèles parce que les moyennes mensuelles pour la couverture nuageuse en Arctique sont différentes dépendamment des instruments utilisés pour observer les nuages. Afin de valider leurs modèles, la communauté de la modélisation climatique se fonde sur les observations des nuages prises de l'espace ou à partir de la surface. Il est toutefois difficile d'observer les nuages, (par exemple, l'absence de la lumière solaire au cours de l'hiver polaire et les températures très basses (Orvig, 1970 ; Curry, 1996) et les modélisateurs du climat rencontrent des difficultés lorsqu'ils décident quel ensemble de données ou observations ils devraient choisir pour comparer les résultats du modèle. Les estimations différentes de la nébulosité des instruments de la surface ou des satellites révèlent que les écarts ne sont pas toujours faciles à comprendre (par exemple, Rossow et al, 1993; Mokhov et Schlesinger, 1994; Schweiger et al., 1999). Pour une incertitude donnée sur les nébulosités observées, les modélisateurs du climat sont confrontés au problème ou même de petites erreurs dans les nébulosités peuvent induire des erreurs importantes dans le budget énergétique (par exemple, Slingo 1990; Rinke et al., 1997). Les difficultés de distinction entre ciel clair et ciel nuageux ont aussi un effet sur les flux radiatifs qui sont présentées comme une moyenne du ciel clair. La séparation de rayonnement du ciel clair de tout le ciel est une tâche importante mais difficile pour évaluer le forçage radiatif des nuages. Ainsi, la qualification erronée des nuages minces comme ciel clair peut conduire directement à une sous-estimation de forçage radiatif des nuages de la surface par des données satellitaires (par exemple, ERBE - Earth Radiation Budget Experiment). L'ajustement de forçage radiatif des nuages de modèles avec ces

données indésirables peut induire des erreurs dans le bilan radiatif du modèle (Wyser et Jones, 2005).

Wyser et Jones (2005) ont effectué une comparaison des données de couverture nuageuse obtenues par différents instruments comme les observations satellitaires (AVHRR Polar Pathfinder project (APP)), les observations humaines (SYNOP) et les observations de la combinaison de lidar/radar (NOAA - Environmental Technology Laboratory (ETL)) pour détecter les nuages. Selon leurs analyses, pendant l'hiver un grand pourcentage des nuages en Arctique sont des nuages optiquement minces et ils ne peuvent pas être détectés par les satellites (surtout nuages minces d'hiver). Par conséquent, ils ont suggéré que pour pouvoir comparer directement les sorties de modèle avec les observations satellitaires, il faut filtrer (enlever) ces nuages minces des sorties du modèle. Pour distinguer ces nuages minces des autres nuages, ils ont utilisé un seuil d'épaisseur optique (seuil de 0,5, 1, 1,5, et 2). Ils ont également montré que le filtre est sensible pour les nuages hivernaux qui sont optiquement minces, mais n'a pas d'influence sur les nuages d'été parce qu'ils sont optiquement plus épais au cours de cette période. De plus, ils ont trouvé de meilleurs résultats avec le modèle RCA en utilisant un seuil d'épaisseur optique de 1.

Le changement d'équilibre radiatif de la surface dû aux nuages est appelé forçage radiatif des nuages. L'impact des nuages sur l'équilibre radiatif de surface peut être quantifié par l'utilisation du forçage radiatif des nuages déterminé par Ramanathan et al. (1989) et par Curry et al. (1996). Le forçage radiatif des nuages est divisé suivant deux composantes distinctes. La première étant le forçage radiatif des nuages des longues longueurs d'onde (FRN_{lo}) et la deuxième étant le forçage radiatif des nuages des courtes longueurs d'onde (FRN_{co}). Ainsi, le forçage radiatif des nuages est égal à la différence entre le flux radiatif net en ciel couvert et le flux radiatif net par ciel clair. Le forçage radiatif des nuages net (FRN_{net}) peut se calculer comme étant la somme de ces deux forçages. Les valeurs de FRN_{net} sont positives pour un réchauffement et sont négatives pour un refroidissement de la surface. En Arctique, durant les différentes saisons de l'année, l'interaction rayonnement-nuages diffère. Pendant l'hiver, les nuages augmentent généralement la température près de la surface ($FRN_{lo} > FRN_{co}$), tandis qu'en été ils reflètent une grande quantité du rayonnement solaire, ce qui

conduit à une diminution de la température de surface. L'estimation du forçage radiatif des nuages (FRN) des surfaces modélisées par Curry et Ebert (1992), en utilisant les propriétés des nuages climatologiques, a montré que l'effet moyen des nuages polaires, par rapport à un ciel clair, est de réchauffer la surface sur le cycle annuel pour tous les mois sauf juillet. Ce réchauffement est principalement dû à l'absence de rayonnement solaire incident de la fin de l'automne au début du printemps et à l'albédo de la surface élevé associée à la neige et à la glace. Le FRN devient négatif pour les deux semaines au milieu de l'été lorsque les nuages refroidissent la surface. Des résultats similaires ont été obtenus par Zhang et al. (1996), qui a utilisé un modèle unidimensionnel de transfert radiatif. Ils ont conclu que les nuages chauffent la basse atmosphère et la surface provoquant une apparition d'un taux de fonte des neiges plus tôt et plus rapide. De plus, les types de nuages et leur altitude sont déterminants sur le réchauffement ou non de la surface. Les nuages optiquement minces (par exemple, l'eau liquide intégrée à la verticale $< 40 \text{ gm}^{-2}$) réchauffent le système parce que leur émissivité est généralement supérieure à leur albédo ($FRN_{lo} > FRN_{co}$). Selon Stephens et Webster (1980), les nuages plus élevés ont un effet sur le forçage radiatif des nuages de longues longueurs d'onde plus grand; ceci étant lié à la différence entre la température des nuages et la température de la surface. Par contre, les nuages optiquement plus épais ont pour effet de refroidir la surface ($FRN_{co} > FRN_{lo}$).

Les études présentées ci-haut suggèrent la nécessité d'une investigation plus poussée des processus radiatifs et des nuages dans la région arctique. Le présent mémoire tend à travailler dans cette direction en portant une attention particulière aux nuages optiquement minces dans la région de l'arctique. Notre étude portera sur l'évaluation des processus radiatifs et des nuages par le modèle GEM – LAM (Côté et al. 1998 ; Zadra et al. 2008) (la version à aire limitée du modèle Global Environmental Multi-échelle), pour l'année SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean) en Arctique. Ce modèle nous permet d'effectuer une étude détaillée des interactions entre les processus physiques. La stratégie d'évaluation du modèle consiste à comparer les simulations effectuées par le modèle (GEM) avec les observations de SHEBA et avec d'autres simulations issues des modèles participant à l'expérience ARCMIP. Dans le cas du modèle GEM – LAM, les simulations sont faites avec approximativement les mêmes conditions externes (mêmes conditions aux frontières,

résolutions horizontales, et largeur de domaine) que celles utilisées par les modèles participants à l'expérience ARCMIP. Les simulations sont faites suivant la période de Septembre 1997 à Octobre 1998 au dessus de l'ouest de l'océan arctique - SHEBA projet.

Le présent mémoire est organisé en trois principales parties. Un premier chapitre sera consacré à la description du modèle GEM-LAM et exposera la configuration expérimentale adoptée pour cette étude. Le deuxième chapitre exposera les principaux résultats. Ce dernier volet présentera des comparaisons entre le modèle GEM – LAM et les observations de SHEBA mais aussi des comparaisons avec les autres modèles participant à l'expérience ARCMIP, ceci sur une base quotidienne et mensuelle. D'autre part, l'analyse des simulations du forçage radiatif des nuages pour l'année SHEBA et l'influence du filtrage des nuages optiquement minces sur le forçage radiatif seront présentées. Les conclusions tirées de cette étude seront présentées dans la dernière section.

CHAPITRE I

LE MODÈLE GEM – LAM ET LA CONFIGURATION EXPÉRIMENTALE

La première section du présent chapitre présente le modèle GEM – LAM (Côté et al. 1998 ; Zadra et al. 2008) qui sera évalué avec les observations de SHEBA et comparé avec huit modèles participants à l'expérience ARCMIP (Arctic Regional Climate Model Intercomparison Project). Ensuite, seront présentées la configuration expérimentale du modèle GEM – LAM utilisée pour effectuer les simulations et les observations de SHEBA que nous avons utilisées pour évaluer le modèle. Les méthodes statistiques et les corrections utilisées dans l'évaluation du modèle GEM – LAM complètent le chapitre.

1.1 Modèle GEM – LAM

Le modèle GEM – LAM est une version à aire limitée du modèle Global Environmental Multi-échelle (Côté et al. 1998 ; Zadra et al. 2008). Comme son nom l'indique, il est conçu pour répondre aux multiples besoins de la modélisation atmosphérique à différentes échelles spatiales et temporelles comme les prévisions météorologiques, le changement climatique et la qualité de l'air. Afin de couvrir cette vaste gamme d'échelles temporelles et spatiales qui sont reliées au climat, à la météorologie et à la chimie avec un modèle unique, GEM est créé pour être flexible par l'utilisation de l'architecture d'une résolution horizontale variable.

Le modèle GEM – LAM utilise les équations primitives hydrostatiques forcées suivantes (voir « Liste des Symboles » pour les définitions des variables):

L'équation dynamique horizontale du mouvement :

$$\frac{dV^H}{dt} + R_d T_v \nabla \ln p + \nabla \phi + f(\vec{k} \times V^H) = F^H \quad (1.1-1)$$

L'équation de la continuité :

$$\frac{d}{dt} \ln \left| \frac{\partial p}{\partial \eta} \right| + \nabla V^H + \frac{\partial \dot{\eta}}{\partial \eta} = 0 \quad (1.1-2)$$

L'équation thermodynamique :

$$\frac{d}{dt} \left[\ln \left(\frac{T_v}{T^*} \right) - k \ln \left(\frac{p}{p^*} \right) \right] - k \dot{\eta} \frac{d}{d\eta} (\ln p^*) = F^{T_v} \quad (1.1-3)$$

Et l'équation de l'humidité :

$$\frac{dq}{dt} = F^{q_v} \quad (1.1-4)$$

L'équation pronostique de la dynamique du mouvement verticale compressible, équation d'Euler, a été réduite à l'équation hydrostatique diagnostique telle que :

$$\frac{\partial \phi}{\partial \eta} = -R_d T_v \frac{\partial \ln p}{\partial \eta} \quad (1.1-5)$$

où l'équation d'état répond à la loi des gaz parfaits :

$$p = \rho R_d T_v \quad (1.1-6)$$

et la dérivée substantive suivant le fluide est :

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + V^H \nabla + \dot{\eta} \frac{\partial}{\partial \eta} \quad (1.1-7)$$

Dans ces équations, V^H représente la vitesse horizontale, $\phi \equiv gz$ est la hauteur du géopotentiel, ρ est la densité, T_v est la température virtuelle, $k = R_d / c_{pd}$, R_d est la constante des gaz de l'air sec, c_{pd} est la chaleur spécifique de l'air sec à pression constante, q_v est l'humidité spécifique de la vapeur d'eau, f est le paramètre de Coriolis, \vec{k} est le vecteur unitaire dans le sens vertical, g est l'accélération verticale de la gravité, F^H , F^{T_v} et F^{q_v} sont les forçages paramétrés.

Dans le modèle GEM-LAM, la coordonnée verticale utilisée est « la pression hydrostatique » proposée dans Laprise (1992). Ce système de coordonnées permet de contrôler l'état de l'atmosphère, dépendamment de la taille du domaine d'étude, en utilisant les équations hydrostatiques primitives (pour des applications à grande échelle), ou les équations non hydrostatiques d'Euler (pour des applications à petite échelle). La coordonnée verticale du modèle GEM – LAM est définie comme :

$$\eta = \frac{\pi - \pi_T}{\pi_S - \pi_T} \quad (1.1-8)$$

où les indices S et T représentent la surface et le sommet du modèle respectivement, π représente la « pression hydrostatique », et satisfait la relation:

$$\rho g = -\frac{\partial \pi}{\partial z} \quad (1.1-9)$$

La maille globale du modèle GEM de longitude-latitude peut être arbitrairement tournée et permet une plus grande résolution au-dessus de n'importe quelle région sur Terre. Dans le plan horizontal du modèle, les équations du modèle sont discrétisées sur une grille de

type Arakawa C, en géométrie sphérique. La discrétisation verticale est inspirée de celle de Tanguay et al. (1989).

Les périodicités des conditions aux limites sont à l'horizontale et il n'y a aucun mouvement en surface et au sommet de l'atmosphère, où le sommet est à une pression constante p_T . Donc,

$$\dot{\eta} \equiv \frac{d\eta}{dt} \quad \text{en} \quad \eta = 0,1 \quad (1.1-10)$$

Les équations principales du modèle GEM comprennent donc l'équation dynamique du mouvement horizontale, l'équation de continuité, l'équation thermodynamique, l'humidité, l'eau des nuages, l'équation de transport du traceur avec l'équation d'état et l'hypothèse hydrostatique. La périodicité des conditions aux frontières est à l'horizontale et il n'y a aucun mouvement en surface et au sommet de l'atmosphère, où le sommet est à une pression constante. Les équations dynamiques sont intégrées en utilisant un régime semi – implicite semi – lagrangien. Le temps implicite est appliqué aux termes non–advectifs responsables des déplacements plus rapides des oscillations acoustiques et gravitationnelles permettant ainsi d'utiliser un pas de temps plus grand. Le traitement semi-lagrangien vise à rapprocher les équations gouvernant les parcelles le long de la trajectoire qui arrive à un point de grille au nouveau pas de temps.

1.1.1 Le flux de surface

Le schéma de surface ISBA (Interactions Soil-Biosphere-Atmosphere), développé par Noilhan et Planton (1989), est utilisé dans le modèle GEM – LAM. Le but principal de ce schéma est la détermination des conditions aux limites inférieures pour les flux de chaleur sensible et latente, d'humidité, la quantité de mouvement, ainsi que l'évaluation de l'évolution de huit variables pronostiques telles que la température de surface T_{surf} , la température moyenne (ou « deep-soil ») T_p , l'humidité près de la surface, l'albédo de la neige

a_s , la densité de la neige ρ_s , l'humidité du sol (« the bulk soil moisture » en anglais), l'eau liquide retenue par le couvert végétal, contenue équivalent en eau de neige et le budget hydrologique de la surface.

La radiation nette (R_n) en surface dans le modèle GEM-LAM est présentée par l'équation suivante :

$$R_n = F_{SS}(1 - \alpha_t) + \varepsilon_t(F_{SI} - \sigma_{SB}T_{surf}^4) \quad (1.1-11)$$

où F_{SS} et F_{SI} représentent le rayonnement solaire et infrarouge incident à la surface, σ_{SB} est la constante de Stefan-Boltzmann, ε_t est l'émissivité moyenne de la surface, α_t représente l'albédo moyen de la surface.

Le flux de chaleur sensible est calculé comme :

$$H = \rho_a c_p C_T u_* (T_{surf} - T_a) \quad (1.1-12)$$

où ρ_a et T_a représentent respectivement la densité d'air et la température au plus bas niveau atmosphérique du modèle, C_T est le coefficient de traînée selon la stabilité thermique de l'atmosphère, c_p est la chaleur spécifique et u_* est la vitesse de frottement.

Le flux de vapeur d'eau est la somme des évaporations du sol nu (E_g), de la végétation (E_v) et de la neige (E_s). Le flux de chaleur latente est calculé comme :

$$LE = L_v E_g + L_v E_v + L_i E_s \quad (1.1-13)$$

où L_v et L_i représentent respectivement la chaleur spécifique d'évaporation et de sublimation.

1.1.2 Paramétrage des nuages

Dans le modèle GEM – LAM la couverture nuageuse est déterminée de façon semi-pronostique selon l'approche de base de Sundqvist (1989). La fraction nuageuse stratiforme est diagnostiquée comme une fonction croissante de l'humidité relative moyenne de la maille, au-delà d'un seuil d'humidité.

Selon Sundqvist, l'humidité relative peut être représentée comme une moyenne pondérée de l'humidité dans la partie nuageuse, $U_s=1$ (la valeur de la saturation d'humidité relative), et l'humidité dans la partie sans nuages U_0 , donc :

$$U = bU_s + (1-b)U_0 \quad (1.1-14)$$

La dépendance de la nébulosité est représentée par l'équation suivante

$$U_0 = U_{seuil} + b(U_s - U_{seuil}) \quad (1.1-15)$$

En combinant les équations 1.1-14 et 1.1-15 on obtient une relation entre la fraction nuageuse et l'humidité relative donnée par:

$$b = 1 - \sqrt{\frac{1-U}{1-U_{seuil}}} = \sqrt{\frac{U-U_{seuil}}{1-U_{seuil}}} \quad (1.1-16)$$

où b représente la fraction nuageuse, U est l'humidité relative et U_{seuil} représente l'humidité relative critique. Cette relation n'est pas empirique ; elle est dérivée directement des hypothèses de fermeture de Sundqvist (1989). L'humidité relative critique U_{seuil} reste le seul paramètre arbitraire empirique en tenant compte de tous les facteurs influençant la formation des nuages ainsi que l'humidité relative. La valeur seuil de l'humidité relative utilisée dans les simulations du modèle GEM-LAM est une fonction de la hauteur et varie entre 0,85 (atmosphère libre) et 0,975 (couche limite et sommet de l'atmosphère).

L'équation suivante introduit un seuil d'humidité relative à partir de laquelle la condensation commence :

$$H = q_{vs} \frac{\partial U}{\partial t} = q_{vs} \left[(1-b) \frac{\partial U_0}{\partial t} + (1-U_0) \frac{\partial b}{\partial t} \right] = 2q_{vs} (1-b)(1-U_{seuil}) \frac{\partial b}{\partial t} \quad (1.1-17)$$

La condensation peut être divisée en contributions impliquant et n'impliquant pas le changement dans la nébulosité

$$C = \frac{\partial q_c}{\partial t} = \left(\frac{q_c}{b} \right) \frac{\partial b}{\partial t} + b \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{q_c}{b} \right) \quad (1.1-18)$$

La partition se fait comme suit : humidification plus condensation liée au changement de la nébulosité est donnée par :

$$H + \frac{q_c}{b} \frac{\partial b}{\partial t} = (1-b)M \quad (1.1-19)$$

En combinant les équations 1.1-17 et 1.1-19 on obtient le ratio comme suit :

$$k = \frac{H}{(1-b)M} = \frac{2q_{vs}(1-b)(1-U_{seuil})}{2q_{vs}(1-b)(1-U_{seuil}) + \frac{q_c}{b}} \quad (1.1-20)$$

L'expression de condensation avec la fraction nuageuse est donné par :

$$C = \frac{[1 - k(1-b)]M}{1 + U \frac{L_{eff} \partial q_{vs}}{c_p \partial T}} \quad (1.1-21)$$

$$M = A_{qv} - U \left(\frac{\partial q_{vs}}{\partial T} A_T + \frac{\partial q_{vs}}{\partial \ln p} \frac{\partial \ln p}{\partial t} \right) \quad (1.1-22)$$

où M représente les autres processus qui affectent la condensation, L_{eff} représente la chaleur latente effective, q_{vs} représente le rapport de mélange de saturation de la vapeur d'eau, c_p représente la chaleur spécifique, T représente la température, A_{qv} et A_T représentent respectivement les tendances de la vapeur d'eau et de la température Mailhot et al., (1998).

Pour le calcul des propriétés optiques des nuages, la fonction utilisée pour répartir l'eau dans les nuages entre liquide et solide est différente dans les deux versions du modèle GEM – LAM. Dans la version v3.2.2, la fonction selon Rockel et al. (1991) est utilisée (équation 1.1-23), tandis que dans la version v3.3.0, la fonction selon Boudala et al. (2004) est utilisée (équation 1.1-24).

$$f_l = 0.0059 + 0.9941 \exp(-0.003102T^2) \quad (1.1-23)$$

$$f_l = \beta_1 TWC^{\beta_2} \exp(\beta_3 T) \quad \text{où} \quad \begin{cases} \beta_1 = 1.0 \\ \beta_2 = 0.141 \\ \beta_3 = 0.037 \end{cases} \quad (1.1-24)$$

Dans l'équation 1.1-24, β_1 , β_2 et β_3 sont des constantes et T est la température en degrés Celsius et TWC représente contenue en eau liquide total.

En utilisant les équations 1.1-23 et 1.1-25, la fraction d'eau liquide (q_{liquid}) est calculée et en utilisant les équations 1.1-23 et 1.1-26, la fraction d'eau solide (q_{solide}) est calculée dans la version v3.2.2 du modèle GEM – LAM. Par contre à l'aide des équations 1.1-24 et 1.1-25, la fraction d'eau liquide est calculée et à l'aide des équations 1.1-24 et 1.1-26, la fraction d'eau solide est calculée pour la version v3.3.0.

$$q_{liquide} = f_l \times q_c \quad (1.1-25)$$

$$q_{solide} = (1 - f_l) \times q_c \quad (1.1-26)$$

où q_c représente contenue en eau liquide.

1.1.3 Le transfert radiatif dans le modèle GEM - LAM

Pour le transfert radiatif, les deux versions du modèle GEM–LAM utilisent le schéma de Li et Barker (2005). C'est un algorithme de radiation avec la méthode de k distribution corrélée (issue de l'anglais : Correlated K Distribution method (CKD)). Pour le transfert radiatif GEM – LAM utilise CDK pour la transmission des gaz avec 9 intervalles de fréquences pour la radiation des longues longueurs d'onde (LW) et 3 intervalles de fréquences pour la radiation des courtes longueurs d'onde (SW). En supposant une source uniforme de rayonnement sur l'intervalle de fréquence $\Delta\nu$, la transmission de gaz est exprimée comme:

$$Tr(w) = \frac{1}{\Delta\nu} \int_{\Delta\nu} e^{-wk(\nu)} d\nu \quad (1.1-27)$$

où w est la quantité de l'absorbeur intégré dans la verticale, et $k(\nu)$ est le coefficient d'absorption du gaz dans l'espace de fréquence considéré. En réalité, $k(\nu)$ dépend également de la température T et de la pression p (pour plus de détails voir Li and Barker (2005)).

Pour une atmosphère hétérogène, la fonction de transmission entre les deux niveaux dépend de la quantité de gaz et des coefficients d'absorption le long du chemin entre les deux niveaux. Pour la fonction de transmission entre deux pressions $P1$ et $P2$,

$$Tr = \sum_{i=1}^N \exp \left[- \int_{p_1}^{p_2} \langle k(g_i) \rangle q(p) \frac{dp}{G} \right] g_i \quad (1.1-28)$$

où $q(p)$ est le rapport de mélange de la masse de l'absorbeur à la pression p , et G est la constante gravitationnelle, $\langle k(g_i) \rangle$ est le coefficient d'absorption en CPS (Coefficient in the cumulative probability space) pour chaque domaine de fréquence g_i . Ceci est connu généralement comme la méthode k de distribution corrélée. «Corrélée» fait référence à la corrélation en probabilité cumulative spatiale (CPS ; cumulative probability space) entre des coefficients d'absorption des gaz sélectionnés à différents p (pour plus de détails voir Li and Barker (2005)).

Le code du rayonnement infrarouge du modèle GEM – LAM comporte aussi l'absorption et l'émission des gaz suivantes : H₂O, CO₂, O₃, N₂O, CH₄, CFC11, CFC12, CFC13 et CFC14.

1.2 Les différences entre deux versions du modèle GEM – LAM

Dans la présente étude les deux versions du modèle GEM – LAM seront comparées avec les observations de SHEBA et avec les modèles participant à l'expérience ARCMIP. Pour cette raison, il est important de mentionner les différences notables entre les deux versions de GEM utilisés dans cette étude (v3.2.2 et v3.3.0). Les différences entre les deux versions du modèle sont de trois ordres: (1) dans la version v3.3.0, le paramétrage pour la répartition de l'eau condensée totale entre la phase liquide et solide a été modifié par rapport la version v3.2.2. La version v3.3.0 utilise la paramétrisation selon Boudala et al. (2004), par contre la version v3.2.2 utilise la paramétrisation selon Rockel et al. (1991) (pour plus de détail voir la section 1.1.2) ; et (2) la limitation associée à l'eau totale condensée dans la version v3.3.0 a été éliminée lorsque cette variable est transmise au schéma radiatif. Dans la version v3.2.2 du code, une limite sur l'eau condensée totale du nuage correspondant à 25% de la valeur obtenue si un volume d'air saturé partait de la surface et subissait une montée

« moist-adiabatique » était imposée ; et (3) Les deux versions du modèle diffèrent également au niveau du traitement radiatif des nuages. Dans la version v3.2.2 le rayon efficace des cristaux de glace varie entre 20 et 50 microns et dépend du contenu en glace et de la densité de l'air, tandis que dans la version v3.3.0 le rayon efficace de la glace est constant à 15 microns.

1.3 L'expérience ARCMIP

L'inter-comparaison des modèles climatiques régionaux ARCMIP (Arctic Regional Climate Model Intercomparison Project ; Curry et Lynch 2002) a été développée pour évaluer et documenter les performances des Modèles Régionaux du Climat (MRC) au-dessus de l'ouest de l'océan arctique. L'objectif premier de cette expérience était d'évaluer le niveau d'incertitude dans les simulations des modèles régionaux du climat y participant. Chaque modèle dans cette expérience couvre approximativement le même domaine de l'ouest arctique, avec une même résolution horizontale de 50 km et les mêmes conditions aux frontières. La première expérience d'ARCMIP est effectuée pour la période entre septembre 1997 et octobre 1998. Cette période coïncide avec la campagne de mesures « Surface Heat Budget of the Arctic Ocean » (SHEBA) (Uttal et al. 2002).

Le tableau 1.3-1 présente les huit modèles participant à cette étude, les références des modèles et les groupes de recherche impliqués.

Chaque groupe de modélisation des nuages et du rayonnement extrait les variables à l'emplacement de la station de SHEBA, qui dérive avec la glace au cours des 13 mois de campagne. Certains groupes de modélisation ont enregistré des variables pour la grille co-localisée avec la station de SHEBA (RCA, ARCSYM, COAMPS, PMM5), tandis que les autres groupes (HIRHAM, CRCM, RegCLIM, REMO) ont interpolé leurs données du modèle à l'emplacement du bateau.

Tableau 1.3-1 Les huit modèles participant à l'expérience ARCMIP avec des détails sur les groupes de recherche

Model	Institution	Référence du Modèle	Les niveaux verticaux	Pas de temps (min)
RCA	Institut Suédois d'Hydrologie et de Météorologie	Jones et al. (2004a, b)	24	30
REMO	Institut Max-Planck de Météorologie	Jacob (2001)	20	5
HIRHAM	Institut Alfred Wegener	Christensen et al. (1996), Dethloff et al. (1996)	19	5
ARCSYM	Université du Colorado	Lynch et al. (1995, 2001)	23	2,5
PMM5	Université du Colorado	Bromwich et al. (2001), Cassano et al. (2001)	23	2,5
COAMPS	Université de Stockholm	Hodur (1997)	30	1,5
CRCM	Université du Québec à Montréal	Laprise et al. (1998); Caya and Laprise (1999)	29	20
RegCLIM	Met.no, Oslo	Christensen et al. (1996)	19	3
GEM-LAM	Environnement Canada	Côte et al. (1998)	53	30

Tableau 1.3-2 Les schèmes radiatifs et les rayons effectifs des nuages d'eau et de glace des modèles participants à l'expérience ARCMIP

No	Modèle	Le schème radiatif	$\tau_{\alpha(\text{eau})}$	$\tau_{\alpha(\text{glace})}$
1	RCA	HIRLAM (Sass et al. 1994)	4-24	15-80
2	REMO	ECHAM4 (Roeckner et al. 1996)	4-24	12-80
3	HIRHAM	ECHAM4 (Roeckner et al. 1996)	4-24	12-80
4	ARCSYM	SW : CCM2 (Hack et al. 1993) LW: RRTM (Mlawer et al. 1997)	10 (SW) 7 (LW)	40
5	PMM5	CCM2 (Hack et al. 1993)	10	14.6
6	COAMPS	Harshvardhan et al. (1987)	5-45	10-60
7	CRCM	SW : Fouquart et Bonnel (1980) LW : Morcrette (1984)	$(11l [\text{gm}^{-3}] + 4)^1$	$(5640X^{0.786})^2$
8	RegCLIM	ECHAM4 (Roeckner et al. 1996)	4-24	12-80
9	GEM-LAM	CCCMA (Li et Barker 2005)	4-17	20-50 (v3.2.2) 15 (v3.3.0)

¹ l - représente contenue en eau liquide (McFarlane et al., 1992)

² $X = 0.001[0.698 + 0.366 \log(l) + 0.122 \log(l)^2 + 0.0136 \log(l)^3]$ (McFarlane et al., 1992)

Les variables choisies par les groupes de modélisation pour évaluation et analyse sont les suivantes : la radiation solaire et terrestre vers le bas à la surface, l'albédo de surface, la vapeur d'eau dans la verticale, les contenus en eau liquide et la couverture nuageuse. Ces variables constituent les composants principaux qui contrôlent le bilan radiatif en Arctique. Dans le tableau 1.3-2, tous les modèles participant à l'expérience d'ARCMIP, avec leurs schémas radiatifs et leurs rayons effectifs des nuages d'eau et de glace (en microns) respectivement, sont énumérés.

1.4 Configuration expérimentale

Le domaine de simulation du modèle GEM-LAM est à peu près identique à celui utilisé au cours de l'expérience ARCMIP. Il couvre l'Alaska, les mers de Beaufort et de Chukchi et l'Arctique de l'ouest (voir figure 1.4-1). La simulation couvre la période du 1er septembre 1997 au 31 août 1998 avec une année de « spin-up » (de 1er septembre 1996 à 31 août 1997). Les champs de pilotage sont disponibles de 09/1957 à 08/2002. Les conditions initiales et aux limites sont fournies par les réanalyses de ERA40 (pour la haute atmosphère et les champs de surface à Mésos-échelle du 1er septembre 2003). La température à la surface de la mer et la fraction de la glace de mer sont prescrites suivant le projet AMIP2 (« Atmospheric Model Intercomparison Project 2 » ; moyenne mensuelle). Le nombre de points de grille est de 120x110 et la résolution horizontale est de ~ 50 km. Le pas de temps est de 30 minutes. 53 niveaux verticaux séparent le niveau inférieur et le sommet du modèle.

Les séries temporelles de chaque variable sont sorties à chaque 6 pas de temps (3 heures) suivant 42 points spatiaux tel qu'illustrés sur la figure 1.4-1 (de droite). La position du bateau à 12Z de chaque jour a été ajoutée à la sortie du modèle pour les séries temporelles. En raison de la résolution du modèle, ces 365 points ont été réduits à 42 points non redondants.

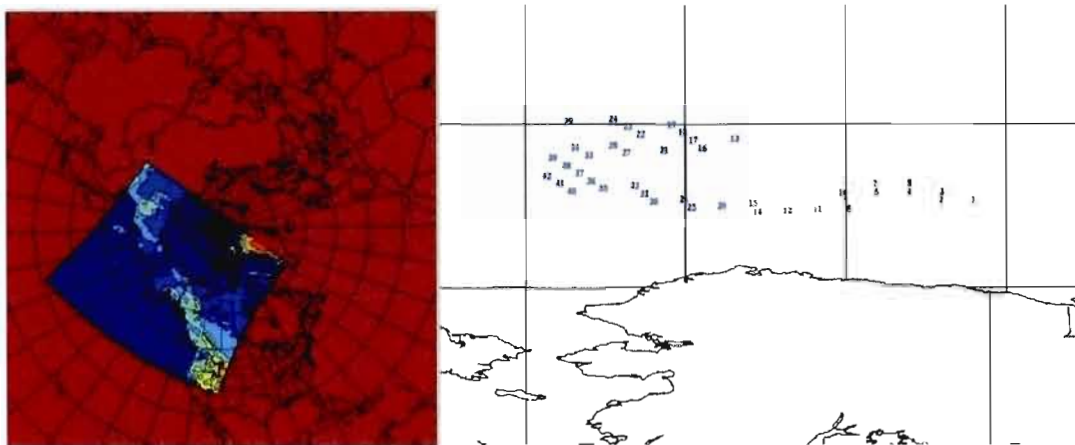


Figure 1.4-1 Le domaine de l'intégration du modèle GEM – LAM et les points correspondants aux observations de SHEBA

Les variables que nous avons choisies pour évaluer le modèle GEM – LAM sont les mêmes que celles utilisées par les groupes de modélisation : la radiation solaire et terrestre vers le bas à la surface, l'albédo de surface, la vapeur d'eau dans la verticale, les contenus en eau liquide et la couverture nuageuse (Wyser et al. 2008).

1.5 Les observations de SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean)

L'objectif principal de l'expérience SHEBA était de fournir une base de données la plus complète possible d'observations sur le système Océan – Atmosphère – Glace de mer au-dessus de l'océan arctique. Le domaine d'ARCMIP et la trajectoire du bateau SHEBA sont montrés sur la figure 1.5-1. Pour la comparaison entre les résultats des modèles et des observations, nous utilisons principalement les données de SHEBA, préparées par Roode (voir le lien en bas de paragraphe). Ces données contiennent les observations des moyennes horaires de radiomètres (Persson et al. 2002) et le radiomètre micro-onde (Liljegren 1999). Ces plateformes couvrent les observations en surface du rayonnement SWD et LWD, les quantités de LWP et la vapeur d'eau intégrée à la verticale. Il faut noter que le radiomètre micro-ondes utilisé pour mesurer la vapeur d'eau intégrée à la verticale et LWP ne peut pas fonctionner pendant les périodes avec des précipitations. La précision de radiomètre micro-

ondes est 20-30 $g\ m^{-2}$ pour LWP (Westwater et al. 2001). Pour cette raison, le LWP et la vapeur d'eau intégrée à la verticale sont mesurés pendant les périodes sans précipitations. Pour réduire le risque d'une possibilité de biais, le LWP et la vapeur d'eau intégrée à la verticale simulés par chaque modèle participant à cette expérience sont filtrés pour exclure les cas où les précipitations ont été supérieures à 0,2 mm sur une période de 3h (Wyser et al. 2008). Les variables liées aux nuages et aux rayonnements suivent l'emplacement de la station de SHEBA pendant les 13 mois de campagne de mesures.

(<http://www.atmos.washington.edu/~roode/SHEBA.html>)

Les données AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) Polar Pathfinder (APP, Fowler et al. 2000) sont aussi utilisées pour la validation de la couverture nuageuse et l'albédo de surface sur une base mensuelle (<http://polarbear.colorado.edu/SHEBA/ship.html>). Ces données ont été obtenues à partir d'une série composée des images satellitaires effectuées deux fois par jour qui ont été ensuite réarrangées suivant une grille de 5 km de résolution. Le problème potentiel pour la comparaison de la couverture nuageuse entre les modèles et les observations, sur une base quotidienne, est l'utilisation des observations satellitaires parce que ces dernières sont disponibles seulement deux fois par jour. Par conséquent, nous avons parallèlement utilisé des données d'observation d'ETL (Environmental Technology Laboratory) lidar/radar pour une comparaison de la couverture nuageuse sur une base quotidienne en remplaçant les observations satellitaires avec des données d'ETL. Les données d'ETL ont une résolution temporelle de 10 minutes. Il faut noter que cette estimation n'est pas vraiment compatible avec la définition dans les modèles pour la couverture nuageuse. Le lidar et radar détectent les nuages dans un espace étroit mais ils ont une haute résolution temporelle (Wyser et al 2008 ; Wyser et Jones 2005) par rapport aux modèles où les nuages sont considérés sur des grandes surfaces avec une résolution temporelle moins élevée.

Pour comparer des moyennes quotidiennes, toutes les observations disponibles en 24 heures sont utilisées. Pour comparer les données instantanées de 3 heures, nous prenons les observations les plus proches dans le temps, mais seulement si la différence entre la sortie de modèle et les observations est inférieure à 30 min. Les valeurs de 10 minutes des données

d'ETL sont moyennées sur un intervalle de 1 heure. De plus, les moyennes mensuelles des variables sont calculées pour l'année SHEBA et comparées avec les sorties des modèles.

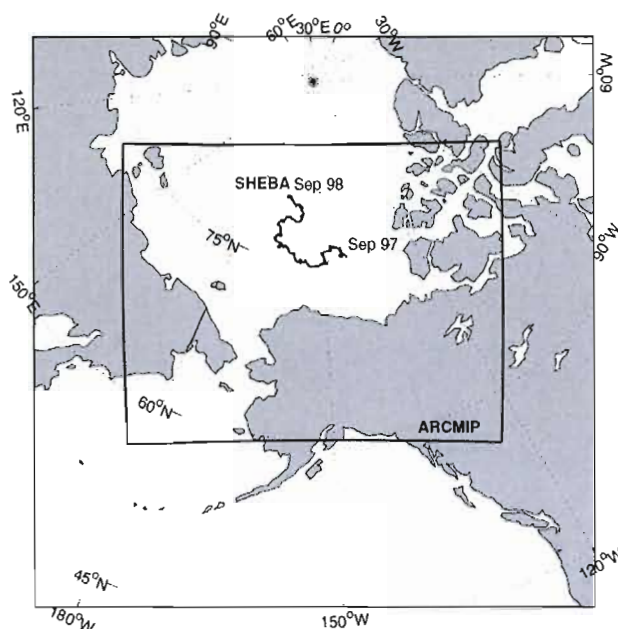


Figure 1.5-1 La trajectoire du brise-glace où les observations de SHEBA étaient faites et le domaine ARCMIP (Wyser et al. 2005)

1.6 Les méthodes statistiques et les corrections utilisées pour l'évaluation du modèle GEM – LAM

Il est très important de faire l'évaluation des erreurs pour voir si le modèle simule correctement les variables prises en considération et avec quelle précision. Pour ce faire, les erreurs relatives et erreurs absolues, les coefficients linéaires de corrélation, les erreurs quadratiques moyennes et les biais du modèle ont été calculés pour les différentes variables évaluées. La procédure d'évaluation des erreurs sera effectuée en utilisant les équations montrées ci-dessous.

Afin d'évaluer le modèle GEM - LAM et trouver le coefficient linéaire de corrélation (r) les équations suivantes sont utilisés :

$$r = \frac{\text{somme des produits des 2 variables normalisées}}{\text{nombre de paires} - 1} \quad (1.6-1)$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{X_i - \bar{X}}{SD_x} \right) \left(\frac{Y_i - \bar{Y}}{SD_y} \right)}{n - 1} \quad (1.6-2)$$

ou \bar{X} et SD_x sont respectivement la moyenne et la déviation standard de l'échantillon pour la variable X . De même, \bar{Y} et SD_y sont la moyenne et la déviation standard de l'échantillon pour la variable Y . Un autre nom pour le coefficient linéaire de corrélation est le coefficient de corrélation d'échantillonnage de Pearson. Il peut s'exprimer comme :

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\left(\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \right) \left(\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2 \right)}} \quad (1.6-3)$$

Le coefficient linéaire de corrélation n'a pas d'unité, et prend des valeurs entre -1 et 1. Le coefficient linéaire de corrélation près de 0 suggère qu'il y a peu ou aucune association linéaire entre les deux variables. Un coefficient linéaire de corrélation près de 1 suggère qu'il y a une forte association linéaire positive entre deux variables.

Pour évaluer le modèle GEM - LAM, l'erreur quadratique moyenne a aussi été calculée. L'erreur quadratique moyenne ($RMSE$) est fréquemment utilisée pour mesurer les différences entre les valeurs prédites par un modèle et les valeurs effectivement observées. $RMSE$ est une bonne mesure de précision. Ces différences sont aussi appelées résidus, et la $RMSE$ sert à les regrouper en une seule mesure de la puissance prédictive. Pour ce type de calcul, les équations suivantes sont utilisées:

L'erreur résiduel se calcul à l'aide d'équation suivante :

$$\varepsilon_n = X_{in} - X_{in} \quad (1.6-4)$$

Par la suite, on peut calculer le biais (différence entre une valeur estimée par le modèle et la vraie valeur observée) de modèle comme :

$$\bar{\varepsilon} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \varepsilon_n \quad (1.6-5)$$

et l'erreur quadratique moyenne (« Root Mean Square Error » en anglais) est calculée comme :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \varepsilon_n^2} \quad (1.6-6)$$

La dérive de la station de SHEBA avec la glace de mer vers le nord conduit à une variation de l'angle solaire avec le temps qui doit être prise en compte lors de l'étude des processus liés au rayonnement solaire. La correction se fait en divisant la SWD vers le bas à la surface avec le cosinus de l'angle solaire zénithal ($\cos \Psi$) locale pour tenir compte de l'augmentation géométrique de l'épaisseur optique pour les angles solaires zénithaux supérieurs. Physiquement, cette correction (appelé facteur de la masse de l'air) donne une estimation du rayonnement de la surface si le soleil a été constamment au-dessus. La même correction est appliquée aux résultats du modèle et aux observations.

L'angle solaire zénithale local est donné par la relation suivante :

$$\cos \Psi = \sin \Phi \sin \delta_s - \cos \Phi \cos \delta_s \cos \left[\left(\frac{\pi t_{utc}}{12} \right) - \lambda_e \right] \quad (1.6-7)$$

où Φ et λ_e sont respectivement les latitude (positif nord) et longitude (positif ouest) en radians, δ_s est l'angle de déclinaison solaire (l'angle du soleil au-dessus de l'équateur, en radians), et t_{utc} est le Temps Universel Coordonné (« Coordinated Universal Time » en anglais) en heure.

En utilisant l'équation suivante on peut calculer l'angle de déclinaison solaire comme:

$$\delta_s = \Phi_r \cos \left[\frac{2\pi(d - d_r)}{d_y} \right] \quad (1.6-8)$$

où Φ_r est la latitude de Tropique du Cancer (par exemple $23,45^\circ = 0,409$ radians), d représente le jour julien, d_r est le jour du solstice d'été (173), et d_y est le nombre moyen de jours par an (365,25).

CHAPITRE II

ANALYSES DES MOYENNES MENSUELLES ET QUOTIDIENNES

Dans ce chapitre sont présentées les performances du modèle GEM-LAM (v3.3.0 et v3.2.2) et des autres modèles participant à l'expérience d'intercomparaison de modèles climatiques régionaux ARCMIP pendant l'année SHEBA en Arctique. Les moyennes mensuelles et quotidiennes de la radiation solaire et terrestre vers le bas à la surface, l'albédo de surface, la vapeur d'eau intégrée dans la verticale, le contenu en eau liquide et la couverture nuageuse sont comparés avec les données d'observation SHEBA. Ce chapitre présentera également le comportement du modèle GEM – LAM sur une base journalière suivant différentes variables pour différents intervalles de température de l'air à 2 mètres. Ensuite seront présentés les résultats d'un filtrage des nuages optiquement minces et l'impact de ce filtrage sur la radiation des longues longueurs d'onde vers le bas à la surface. Pour clore ce chapitre, une partie sera consacrée aux résultats des simulations du forçage radiatif des nuages pour l'année SHEBA et de l'influence qu'ont les nuages optiquement minces sur le forçage radiatif des nuages en surface.

2 Analyse des données

2.1 Moyennes mensuelles

Dans le modèle GEM – LAM, les séries temporelles de chaque variable sont sorties chaque 6 pas de temps (3 heures). À partir de ces séries temporelles, les moyennes journalières puis mensuelles sont calculées pour pouvoir présenter un cycle annuel de certaines variables en Arctique. Pour les autres modèles régionaux participant à l'expérience ARCMIP, les moyennes mensuelles sont également calculées et les sorties sont comparées

aux observations de SHEBA. Dans cette partie, nous présentons les moyennes mensuelles de la radiation des longues longueurs d'onde vers le bas à la surface, la radiation des courtes longueurs d'onde vers le bas à la surface, l'albédo de la surface, l'eau précipitable et la couverture nuageuse pour les modèles participant à cette expérience.

2.1.1 Radiation des longues longueurs d'onde vers le bas à la surface

La figure 2.1-1 présente la radiation des longues longueurs d'onde vers le bas à la surface. Tous les modèles participant à cette expérience simulent bien le cycle annuel de la radiation des longues longueurs d'onde vers le bas à la surface avec les valeurs maximales durant l'été et les valeurs minimales durant l'hiver. Cependant, la plupart de ces modèles ont un biais négatif allant jusqu'à 80 Wm^{-2} pour certains modèles. De façon générale, les écarts de LWD avec les observations sont plus petits durant la saison hivernale que durant la saison estivale.

La figure 2.1-1-A montre que le modèle PMM5 sous-estime systématiquement cette variable pendant toute l'année de SHEBA ; le modèle CRCM sous-estime aussi cette variable significativement durant l'été (de mai à septembre 98) avec une valeur de $\sim 50 \text{ Wm}^{-2}$. Selon Wyser et al. (2008), cette sous-estimation de LWD dans les deux modèles est liée avec le biais négatif pour la couverture nuageuse (figure 2.1-7). Par contre, le modèle COAMPS simule bien LWD durant les deux saisons (hiver – été).

Les deux versions du modèle GEM-LAM (v3.3.0 et v3.2.2) reproduisent bien le cycle annuel de LWD observé et aucun biais n'est présent. Ils sous-estiment légèrement LWD à la surface au cours du mois de janvier 98 et la surestiment en avril 98. Pendant les mois de décembre 97 et février 98 la version v3.2.2 du modèle GEM – LAM est plus près des observations de SHEBA que la version v3.3.0 ; par contre, la version v3.3.0 du modèle GEM – LAM est plus près des observations au mois de janvier 98. La version 3.3.0 de GEM-LAM simule systématiquement une valeur plus élevée de LWD que la version 3.2.2. Trois facteurs peuvent expliquer cette différence : (1) la version 3.3.0 de GEM est plus humide dans les bas

niveaux durant l'hiver (voir section 2.1.4) ; (2) le couvert nuageux de la version 3.3.0 est plus élevée l'hiver que la version 3.2.2 (voir section 2.1.5) ; et enfin (3) le retrait de la limite permise pour la quantité d'eau des nuages dans le schéma radiatif de la nouvelle version. Dans l'ensemble, GEM-LAM est le modèle le plus performant pour simuler cette variable et cela semble lié au couvert nuageux qui est très bien simulé par ces deux modèles durant l'été (contrairement à la plupart des autres modèles) (voir section 2.1.5).

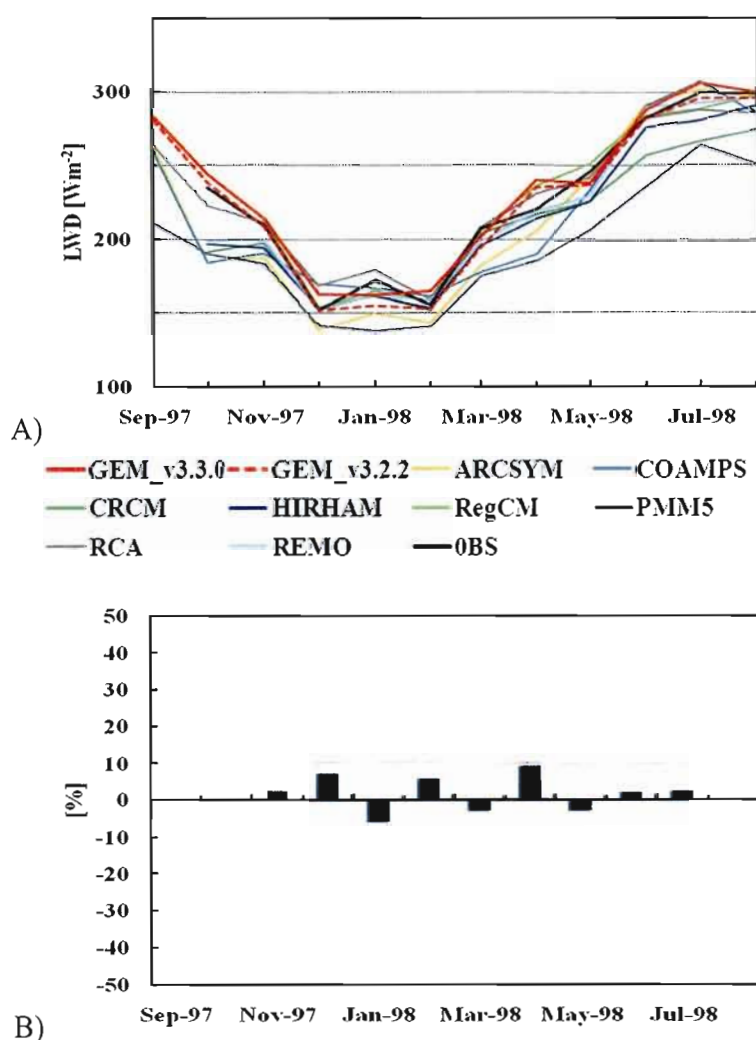


Figure 2.1-1 Moyennes mensuelles du rayonnement incident en surface dans les longues longueurs d'onde (A) et l'erreur relative du modèle GEM – LAM (v3.3.0) par rapport aux observations de SHEBA (B)

La figure 2.1-1-B présente l'erreur relative du rayonnement incident en surface dans les longues longueurs d'onde simulées par le modèle GEM – LAM (version v3.3.0) par rapport aux observations de SHEBA. La plus grande sous-estimation de GEM – LAM apparaît au cours du mois de janvier 98 avec une erreur relative de $\sim 5,9\%$ ($\sim 10 \text{ Wm}^{-2}$). Par contre, il a une surestimation de 9% ($\sim 20 \text{ Wm}^{-2}$) au mois d'avril 98.

2.1.2 Radiation des courtes longueurs d'onde vers le bas à la surface

La figure 2.1-2-A montre le cycle annuel de la radiation des courtes longueurs d'onde vers le bas à la surface obtenu suivant les différents modèles participant à l'expérience ARCMIP. En général, tous les modèles représentent bien ce cycle annuel mais le décalage entre les simulations suivant les différents modèles est plus grand pour SWD que pour les LWD à la surface (figure 2.1-2). Des écarts allant jusqu'à 125 Wm^{-2} entre les modèles sont obtenus durant l'été. Les plus grandes différences de SWD simulées par les différents modèles, par rapport aux observations de SHEBA, se manifestent durant la saison estivale. L'intensité et le mois de l'année où l'insolation en surface est maximale varient substantiellement entre les modèles. Plusieurs modèles simulent l'insolation maximale 1 mois trop tôt, soit en mai 98 (RCA, RegCM, REMO, COAMPS, HIRHAM). La plus grande surestimation est simulée par le modèle CRCM. Au contraire, la plus grande sous estimation est simulée par le modèle RegCM.

Les deux versions du modèle GEM – LAM (v3.3.0 et v3.2.2) se rapprochent raisonnablement bien des observations. Ils simulent bien l'insolation maximale au cours du mois de juin 98 (figure 2.1-2-A). SWD à la surface est légèrement surestimé par la version v3.2.2 du modèle GEM – LAM pendant le mois de juin 98 ; par contre, au cours du même mois, la version v3.3.0 du modèle GEM – LAM sous-estime un peu SWD à la surface. Le modèle GEM – LAM (v3.3.0) a une plus grande surestimation de SWD à la surface au cours du mois de mai 98 avec une petite erreur relative de 7% ($\sim 17 \text{ Wm}^{-2}$) par rapport aux observations de SHEBA (figure 2.1-2-B). Il sous-estime pendant juillet 98 avec une erreur relative de 17% ($\sim 35 \text{ Wm}^{-2}$) par rapport aux observations.

Les grandes erreurs relatives montrées à la figure 2.1-2-B pour la période d'octobre 97 à mars 98 sont dues aux petites valeurs absolues de SWD à la surface durant cette période de l'année.

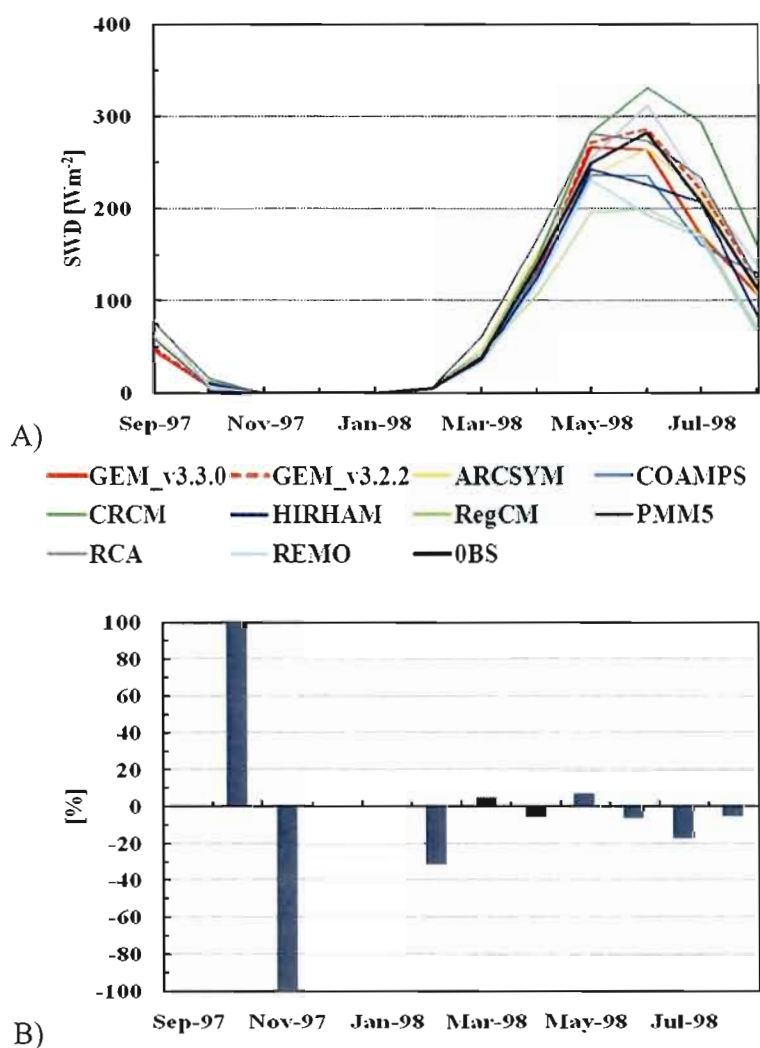


Figure 2.1-2 Cycle annuel de radiation des courtes longueurs d'onde vers le bas à la surface pendant l'expérience de SHEBA (A); la figure (B) représente l'erreur relative du modèle GEM – LAM (v3.3.0) par rapport aux observations de SHEBA

De façon générale, SWD en surface sont bien reproduits par le modèle GEM. Les différences observées entre les deux versions sont possiblement liées au fait que le rayon effectif des cristaux dans la version 3.3.0 est plus petit. Ceci fait en sorte d'augmenter la

réflectivité des nuages et conséquemment de diminuer le SWD incident en surface dans la version 3.3.0. Le couvert nuageux, plus élevé pour la nouvelle version du modèle, explique également cette différence de SWD durant l'été.

Pendant l'été, les deux versions de GEM se distinguent des autres modèles par un couvert nuageux très près des observations (voir section 2.1.5). Cela a un impact majeur sur le SWD et LWD en surface. Dans la perspective d'un couplage de GEM avec un modèle océanique et de glace, ces résultats sont encourageants dans le sens qu'une erreur dans le bilan radiatif en surface au printemps et en été aurait une incidence majeure sur la fonte des glaces dans un modèle couplé et cette erreur se propagerait rapidement à travers la rétroaction glace de mer-albédo.

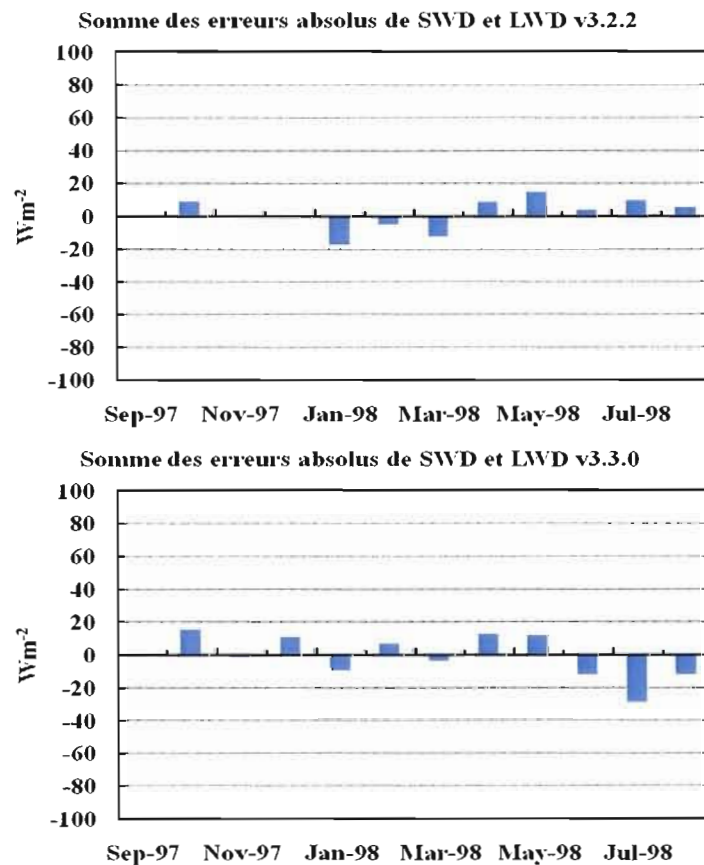


Figure 2.1-3 Somme des erreurs absolues (moyennes mensuelles) de SWD et LWD des deux versions du modèle GEM - LAM v3.2.2 et v3.3.0 respectivement

Les figures 2.1-3-A et B (v3.2.2 et v3.3.0 respectivement) montrent la somme des erreurs absolues (moyennes mensuelles) de LWD et SWD. Cette valeur reflète un surplus ou déficit d'énergie radiative totale telle que simulé par les modèles. On voit que les deux versions de GEM reproduisent relativement bien l'énergie radiative totale reçue en surface. Au cours du mois de janvier, les deux versions ont un déficit d'énergie radiative totale de $17,3 \text{ } Wm^{-2}$ dans la v3.2.2 et de $9,6 \text{ } Wm^{-2}$ dans la version v3.3.0 du modèle GEM - LAM. Durant les périodes printanière et estival les deux versions ont des représentations similaires. La version v3.2.2 présente un déficit d'énergie radiative totale de l'ordre de $12,5 \text{ } Wm^{-2}$ au cours du mois de mars 98. Au contraire, elle a un surplus d'énergie radiative totale pendant les autres mois (avril-août 98) avec des valeurs entre $3,6 \text{ } Wm^{-2}$ (juin 98) et $5,5 \text{ } Wm^{-2}$ (août 98). L'autre version (v3.3.0), a un surplus d'énergie radiative totale au cours des mois de mars à mai 98 avec des valeurs entre $12,1 \text{ } Wm^{-2}$ (avril 98) et $11,4 \text{ } Wm^{-2}$ (mai 98). Par contre, pendant les mois de juin à août 98, le modèle GEM – LAM (v3.3.0) présente un déficit d'énergie avec la valeur de $-30 \text{ } Wm^{-2}$ (juil. 98).

2.1.3 Albédo de la surface

Les observations de SHEBA donnent une valeur autour de 0,7 à 0,75 pour l'albédo de la surface durant l'hiver. L'albédo diminue considérablement au printemps pendant la saison de la fonte des neiges et glaces jusqu'à une valeur minimale de 0,35 atteinte durant la saison estivale. Pendant l'hiver, le couvert neigeux ne subissant pas de fonte, la valeur d'albédo de la surface est, de ce fait, constante autour de 0,7 à 0,75. Pendant l'été, la fonte de la neige et les ouvertures dans la glace de mer expliquent les faibles valeurs de l'albédo de surface au cours de cette saison (Curry et al. 2001; Perovich et al. 2002).

La figure 2.1-4-A montre l'évolution de l'albédo de la surface observé durant SHEBA et celles simulées par les modèles participant à cette expérience. La plupart des modèles surestiment l'albédo de la surface et ce pour tous les mois. Pendant la saison hivernale RCA, ARCSYM, PMM5, COAMPS et CRCM surestiment l'albédo avec une valeur maximale de 0,8 tandis que les modèles REMO, HIRHAM, et RegCM sous-estiment cette variable

légèrement pendant la même saison. Durant la saison estivale, les modèles RCA, ARCSYM, PMM5 et COAMPS ont presque tous les mêmes valeurs pour l'albédo. Pendant la saison hivernale, ils présentent un changement marginal. Concernant les modèles CRCM, HIRHAM, RegCM et REMO, ils reproduisent mieux ce cycle.

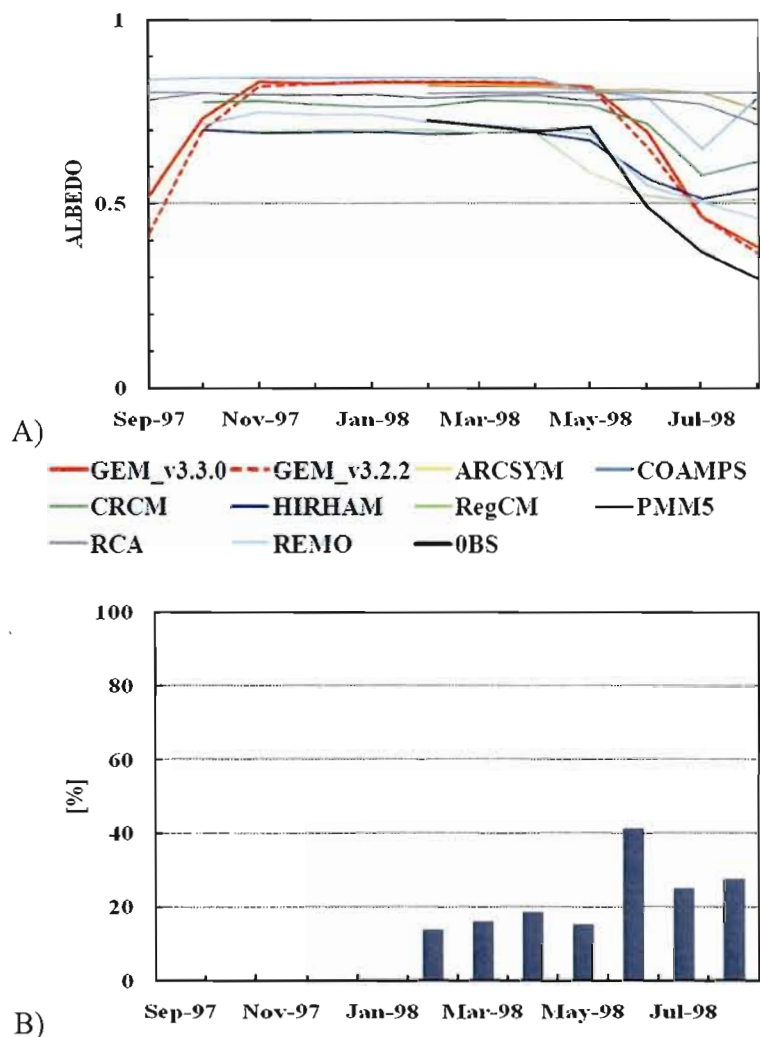


Figure 2.1-4 Moyennes mensuelles de l'albédo de la surface (A) et erreur relative du modèle GEM – LAM (v3.3.0) par rapport aux observations de SHEBA (B)

Les deux versions de modèle GEM – LAM surestiment l'albédo de la surface pendant toutes les saisons dans cette expérience. Il n'y a presque aucune différence dans la

reproduction de l'albédo de la surface entre les deux versions de modèle GEM-LAM (v3.3.0 et v3.2.2). Ils ont la plus grande surestimation en juin 98 avec une erreur relative de 33 % (figure 2.1-4-B). GEM - LAM ne prend pas en compte les ouvertures dans la glace (crevasses, etc.). Cela contribue à la surestimation de l'albédo pendant toutes les saisons de ce modèle.

2.1.4 La vapeur d'eau

La figure 2.1-5 montre les cycles annuels de la vapeur d'eau intégrée verticalement simulée par les différents modèles participant à l'expérience ARCMIP. La vapeur d'eau intégrée verticalement reflète le cycle annuel de température avec des valeurs basses en hiver et élevées en été (figure 2.1-5-A). Tous les modèles sous-estiment cette variable au cours des mois d'hiver (novembre – mars). Selon Wyser et al. (2008), ces biais négatifs entre les simulations et les observations sont attribuables aux trop faibles températures de surface prescrites dans tous les modèles. En effet, la température de surface issue des données satellitaires utilisées pour prescrire cette variable est systématiquement trop basse par rapport aux mesures prises durant SHEBA (Tjerstrom et al. 2005). Au cours de l'été, le modèle COAMPS surestime substantiellement cette variable tandis que les autres modèles sous-estiment légèrement le cycle annuel de la vapeur d'eau intégrée verticalement. Le modèle RCA se rapproche le plus des observations SHEBA.

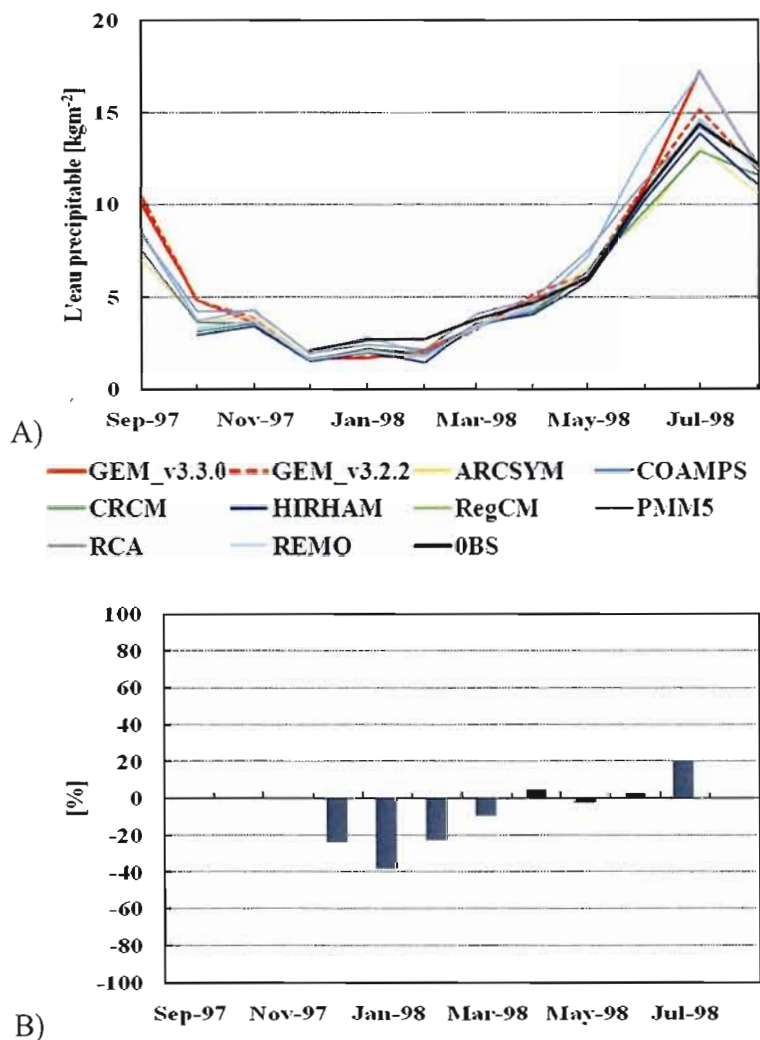


Figure 2.1-5 Cycle annuel d'eau précipitable (A) et erreur relative du modèle GEM – LAM (v3.3.0) par rapport aux observations (B)

Les deux versions du modèle GEM — LAM (v3.3.0 et v3.2.2) se comportent similairement aux autres modèles et tendent à sous-estimer la quantité de vapeur d'eau intégrée verticalement pendant l'hiver. Cependant, contrairement aux autres modèles, GEM surestime la quantité de vapeur d'eau intégrée dans la verticale durant l'été. La plus importante surestimation est attribuable à la version v3.3.0. L'erreur relative de GEM – LAM (v3.3.0) par rapport aux observations au cours du mois de janvier 98 est de 38 % ($\sim 1 \text{ kgm}^{-2}$), mais l'erreur relative en juillet 98 est de 20 % ($\sim 3 \text{ kgm}^{-2}$). Dans la version v3.2.2 (la figure

n'est pas montrée), l'erreur relative en janvier 98 est de 36 % ($\sim 0,95 \text{ kg m}^{-2}$), mais est de l'ordre de 5,5 % en juillet 98 ($\sim 0,8 \text{ kg m}^{-2}$).

Pour tenter de comprendre la grande différence entre les deux versions de modèle GEM–LAM pour la vapeur d'eau intégrée verticalement, les tracés des profils verticaux de l'humidité spécifique et de la température pour l'année SHEBA sont présentés sur la figure 2.1-6. Les figures 2.1-6-A (saison hivernale ; décembre 97 à février 98) et 2.1-6-B (juillet 98) montrent les profils verticaux de l'humidité spécifique simulés par les deux versions du modèle GEM – LAM ainsi que celui observé. Sur la figure 2.1-6-B (juillet 98) on voit qu'il y a une différence importante pour l'humidité spécifique entre la surface et 500 *hPa* entre les deux versions du modèle par rapport aux observations. La différence maximale se situe dans les bas niveaux à 900 *hPa* où l'humidité spécifique observée est de $3,6 \text{ g kg}^{-1}$ par rapport aux valeurs simulées de 4 g kg^{-1} et de $4,6 \text{ g kg}^{-1}$ (versions v3.2.2 et 3.3.0 du modèle GEM respectivement). La surestimation de l'humidité spécifique de 1 g kg^{-1} dans la version v3.3.0 du modèle GEM – LAM est grandement responsable de la surestimation de vapeur d'eau intégrée verticalement (voir la figure 2.1-5-A). La surestimation de la vapeur d'eau par GEM est en partie liée à un biais chaud du modèle (discuté plus loin). La figure 2.1-6-A montre les profils verticaux d'humidité spécifique pour les mois hivernaux (décembre 97 à février 98). Dans ce cas-ci, les deux versions du modèle GEM ont des valeurs semblables. Ils surestiment légèrement les quantités d'humidités spécifiques ($\sim 0,05 \text{ g kg}^{-1}$) par rapport aux observations de SHEBA pour des niveaux entre la surface et 920 *hPa*. Au-dessus de 920 *hPa* les deux versions sous-estiment l'humidité spécifique par rapport aux observations ($\sim 0,09 \text{ g kg}^{-1}$ (v3.2.2); $\sim 0,08 \text{ g kg}^{-1}$ (v3.3.0)). Cette sous-estimation des deux versions du modèle GEM décroît avec la hauteur. Il semble donc que les deux versions simulent avec plus de précisions les profils verticaux d'humidité spécifique durant l'hiver comparativement à la saison d'été.

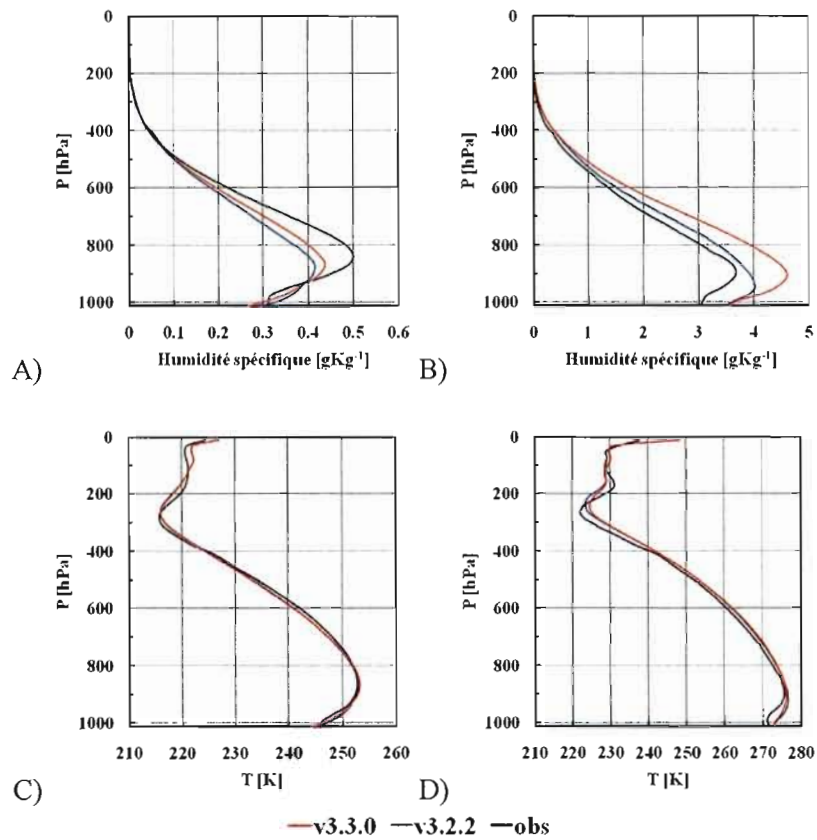


Figure 2.1-6 Profils verticaux de humidité spécifique et de la température pour la saison hivernale (décembre 97 à février 98 ; A et C respectivement) et pour le mois de juillet 1998 (B et D respectivement) des deux versions du modèle GEM – LAM (v3.2.2 et v3.3.0)

Les figures 2.1-6-C et D présentent les profils verticaux de température pour l'ensemble des trois mois hivernaux (décembre 97 à février 98) et pour le mois de juillet 98 respectivement. On voit qu'au cours de l'hiver les deux versions simulent bien le profil vertical de la température par rapport aux observations de SHEBA. En surface la différence entre les simulations des deux versions et les observations est d'environ 1 K (sous-estimé par les 2 versions). Puis, entre la surface et le niveau 880 hPa la température croît. Elle est légèrement surestimée (~2 K) par les deux versions du modèle GEM. Au-dessus de 880 hPa, la température décroît avec la hauteur. Sur la figure 2.1-6-D on peut voir que les deux versions du modèle GEM simulent bien l'inversion dans la couche limite. La température croît avec la hauteur et atteint son maximum au niveau 920 hPa, ensuite elle commence à

décroître graduellement. La différence entre la température au plus bas niveau et le niveau de celle du maximum est d'environ 4 °C pour les simulations, alors que cette différence est d'environ 6 °C pour les observations. Effectivement les deux versions du modèle GEM – LAM surestiment la température presque sur tous les niveaux pendant le mois de juillet 98.

2.1.5 Couverture nuageuse

La couverture de nuage observée par les satellites durant SHEBA montre un cycle annuel distinct, avec des valeurs autour de 50 % l'hiver et approchant les 95 % durant la saison d'été. Par contre, la couverture nuageuse observée par les lidar/radar (ETL) montre une estimation de couverture nuageuse distincte durant l'hiver avec des valeurs autour de 70 % (voir la figure 2.1-7-A). La plupart des MRC participant ont de la difficulté à reproduire ce cycle annuel, surtout le minimum d'hiver. La majorité des modèles surestime la couverture nuageuse hivernale (par rapport aux données satellitaires) sauf CRCM et PMM5. Les autres modèles simulent plus ou moins correctement la couverture nuageuse durant l'été. Il faut noter que le problème potentiel pour la comparaison de la couverture nuageuse avec des observations satellitaires dans cette analyse est la disponibilité des données (seulement deux fois par jour). D'un autre côté, les données ETL ont une haute résolution temporelle mais cette estimation n'est pas vraiment compatible avec la définition du modèle pour la couverture nuageuse (le lidar et radar détectent les nuages dans un espace étroit) (Wyser et al 2008 ; Wyser et Jones 2005).

Les deux versions de modèle GEM – LAM (v3.3.0 et v3.2.2) simulent également la couverture nuageuse pendant l'année SHEBA. Ils surestiment systématiquement la couverture nuageuse pendant la saison d'hiver (septembre 97 – avril 98), tandis qu'ils la sous-estiment légèrement durant l'été. Les deux versions du modèle ont de la difficulté à reproduire ce cycle annuel (figure 2.1-7). L'erreur relative du modèle GEM – LAM v3.3.0, par rapport aux observations satellitaires de SHEBA, dans les mois hivernaux se trouve dans une plage entre 20 et 100 %, par contre, l'erreur relative est plus petite dans les mois d'été avec une valeur autour de 5 %.

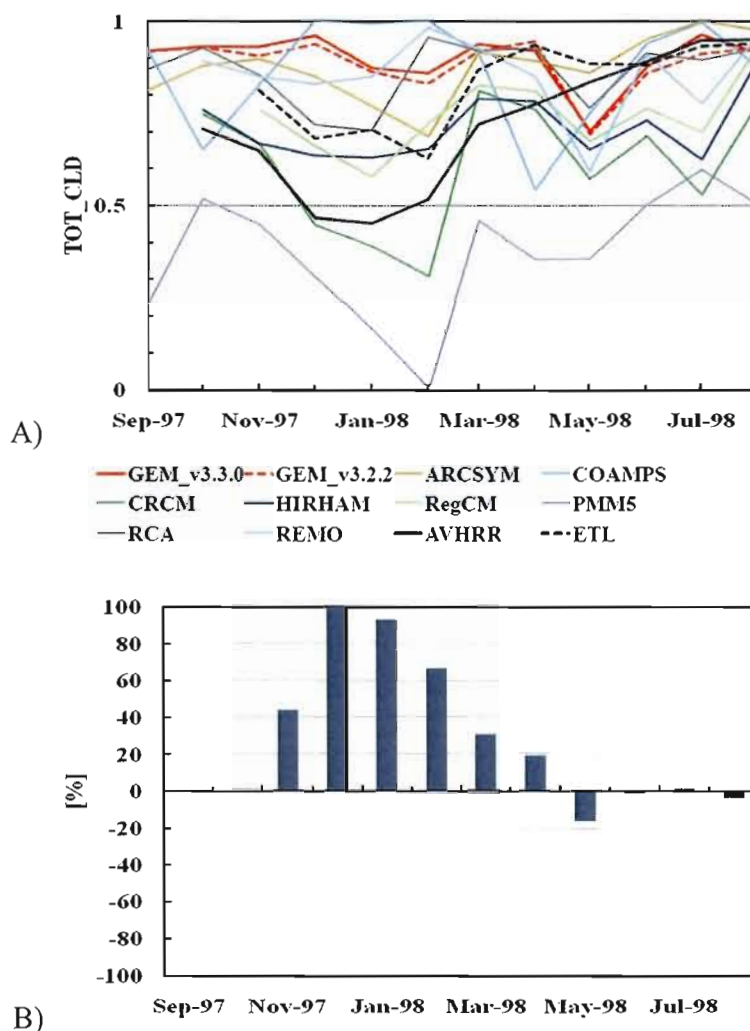


Figure 2.1-7 Couverture nuageuse simulée par des modèles associés à l'expérience ARCMIP (A) et erreur relative du modèle GEM – LAM du modèle GEM – LAM (v3.3.0) par rapport aux observations satellitaires de SHEBA pour cette variable (B).

La difficulté des deux versions du modèle à bien simuler la fraction nuageuse en hiver est liée aux difficultés d'observer les nuages optiquement minces d'Arctique durant l'hiver. Wyser et Jones (2005) ont montré que les moyennes mensuelles pour la couverture nuageuse en Arctique sont différentes dépendamment des instruments utilisés pour observer les nuages à cause de la sensibilité de différents instruments à détecter les nuages minces. Les modèles comptent pour un nuage même la plus petite quantité d'eau/glace,

indépendamment de son épaisseur optique. La couverture nuageuse simulée est donc susceptible d'être biaisée positivement par rapport aux observations satellitaires (Wyser et al. 2008). La problématique des nuages optiquement minces sera considérée plus tard dans la section 2.4 « Le filtrage des nuages optiquement minces ».

2.1.6 Précipitations

Afin d'évaluer les précipitations pendant l'année SHEBA, les données d'observations du SPO (SHEBA Project Office) ont été examinées. Le site de mesures pour les précipitations était situé approximativement à 300 m du bateau de SHEBA. L'instrument de mesure utilisé était « Nipher shielded snow gauge system ». Il était visité quotidiennement autour de 20 UTC. Des corrections ont été apportées pour le vent afin de pallier les pertes d'eau par évaporation (dépendant de la température) et de calibrage mouillé. Les accumulations de précipitation étaient ajustées à zéro lors des conditions météorologiques avec vent. Selon SPO, ces données d'observations pour des précipitations sont plus rationnelles. Les observations au-dessus du site de SHEBA (figure 2.1-8) montrent que les quantités de précipitation sont relativement faibles en hiver et au printemps et augmentent durant la saison d'été en juin 98.

Les précipitations simulées par deux versions du modèle GEM-LAM sont présentées sur la figure 2.1-8-A. Les deux versions simulent relativement bien le cycle annuel des précipitations avec un maximum de précipitation l'été et un minimum l'hiver. Durant l'hiver, les deux versions de GEM surestiment les précipitations durant les mois de novembre 97 et de février 98, au contraire, pour les mois de décembre 97 et janvier 98, ils les sous-estiment. Durant l'été, les deux versions du GEM surestiment les précipitations. La plus grande différence entre les deux versions se trouve en juin de l'année 1998. Il est possible que la surestimation plus importante de la précipitation de la version 3.3.0 soit liée au biais positif important de la quantité d'eau précipitable de cette version pour juin (voir section 2.1.4).

La figure 2.1-8-B montre l'erreur relative du modèle GEM – LAM (v3.3.0) par rapport aux observations de SHEBA pour cette variable. L'erreur relative du modèle GEM – LAM v3.3.0 dans les mois hivernaux se trouve dans une plage $\pm 80\%$, par contre, l'erreur relative dans les mois d'été se trouve dans une plage entre 25 et 80%.

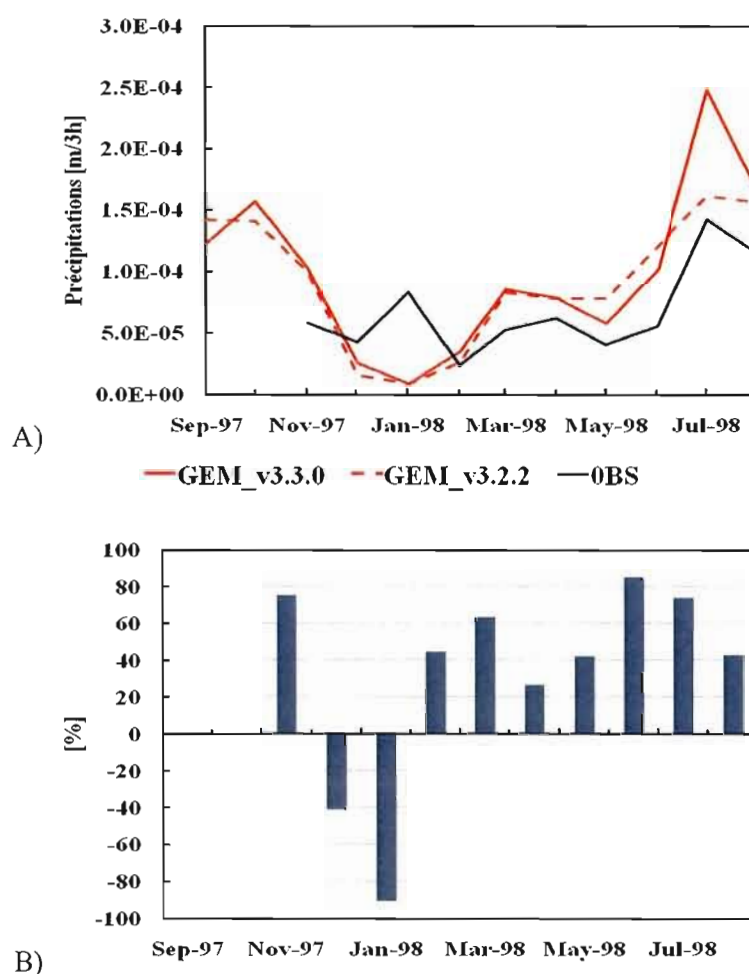


Figure 2.1-8 Cycle annuel des précipitations simulée par deux versions du modèle GEM - LAM (v3.2.2 et v3.3.0) (A) et erreur relative du modèle GEM – LAM (v3.3.0) par rapport aux observations de SHEBA pour cette variable (B).

2.2 Analyses des moyennes quotidiennes

Dans cette section, les moyennes journalières des simulations des modèles participant à l'expérience ARCMIP seront comparées aux observations de SHEBA. Les sorties des modèles sont toujours tracées en ordonné et les observations de SHEBA en abscisse. Les calculs statistiques suivants sur les résultats sont faits: coefficients linéaires de corrélation (r), le biais de modèle (biais), et l'erreur quadratique moyenne (RMSE). Le nombre de jours inclus dans le calcul est aussi indiqué sur les figures car il varie en raison d'un manque d'observations correspondant aux séries temporelles de sortie du modèle. Seulement les jours où les dates d'observations et les sorties du modèle coïncident sont inclus dans le calcul. Aussi, une ligne 1 : 1 est ajoutée pour afficher l'accord parfait entre les sorties des modèles et les observations. Dans cette partie les figures de comparaison pour les LWD, les SWD, l'eau précipitable et la couverture nuageuse des modèles RCA, REMO, HIRHAM, ARCSYM, PMM5, COAMPS, CRCM et RegCM sont extraites de l'article de Wyser et al. 2008 ; les mêmes tests sont faits avec les sorties des deux versions du modèle GEM – LAM pour pouvoir comparer les statistiques des différents modèles.

2.2.1 Les moyennes journalières du rayonnement incident en surface dans les courtes longueurs d'onde

Les bons accords des modèles avec les observations de SHEBA pour des moyennes mensuelles de SWD à la surface (voir figure 2.1-2) se reflètent maintenant sur les moyennes quotidiennes de SWD à la surface (figure 2.2-1). Tous les modèles participant à l'expérience ARCMIP simulent relativement bien la radiation des courtes longueurs d'onde vers le bas à la surface. La quantité de rayonnement solaire atteignant la surface est sensible à la présence et à la quantité de nuages, à la concentration d'eau et de glace dans le nuage, à la taille dominante des gouttelettes/cristaux de glace et à la phase dominante dans le nuage.

En examinant la figure 2.2-1, on voit que tous les modèles ont des caractéristiques similaires. Ils ont un fort coefficient linéaire de corrélation avec des valeurs variant selon une

plage de 0,855 (le modèle RegCM) à 0,945 (le modèle RCA). Les valeurs de l'erreur quadratique moyenne varient entre 39,164 Wm^{-2} (RCA) jusqu'à 63,887 Wm^{-2} (RegCM). Au niveau du biais des modèles, on distingue deux groupes : le premier, avec un biais négatif (REMO, HIRHAM, ARCSYM, COAMPS et RegCM) ; le deuxième avec un biais positif (RCA, PMM5 et CRCM). Dans le groupe de modèle avec le biais négatif, ce dernier varie d'après une plage de -26,356 Wm^{-2} (RegCM) à -1,732 Wm^{-2} (ARCSYM). Au contraire, le biais a été repéré dans une plage de 21,969 Wm^{-2} à 7,350 Wm^{-2} dans les simulations des modèles CRCM et PMM5 respectivement. Pour la plupart des modèles, l'étendue des points sur le graphique de la radiation des courtes longueurs d'onde vers le bas à la surface est plus importante si la valeur de SWD est plus grande (printemps – automne). La statistique détaillée des modèles pour SWD à la surface est aussi montrée dans le tableau 2.2-1.

Les deux versions de modèle GEM — LAM (v3.3.0 et v3.2.2) reproduisent le rayonnement de SWD observé relativement bien pour les valeurs basses de SWD, soit pendant le printemps et l'automne. Le coefficient de corrélation est relativement élevé ($r=0,950$), mais le modèle a un RMSE plus grand durant l'été. GEM - LAM a un petit biais qui est aussi reflété dans la symétrie de son SWD. La bonne corrélation des deux versions du modèle GEM - LAM dans les SWD à la surface avec les observations de SHEBA peu apparaître surprenante à cause d'une mauvaise simulation de couverture nuageuse pour les moyennes mensuelles (voir la figure 2.1-7). Nous verrons plus loin que la surestimation du couvert nuageux est principalement causée par les nuages optiquement minces qui ne bloquent que très partiellement le rayonnement solaire.

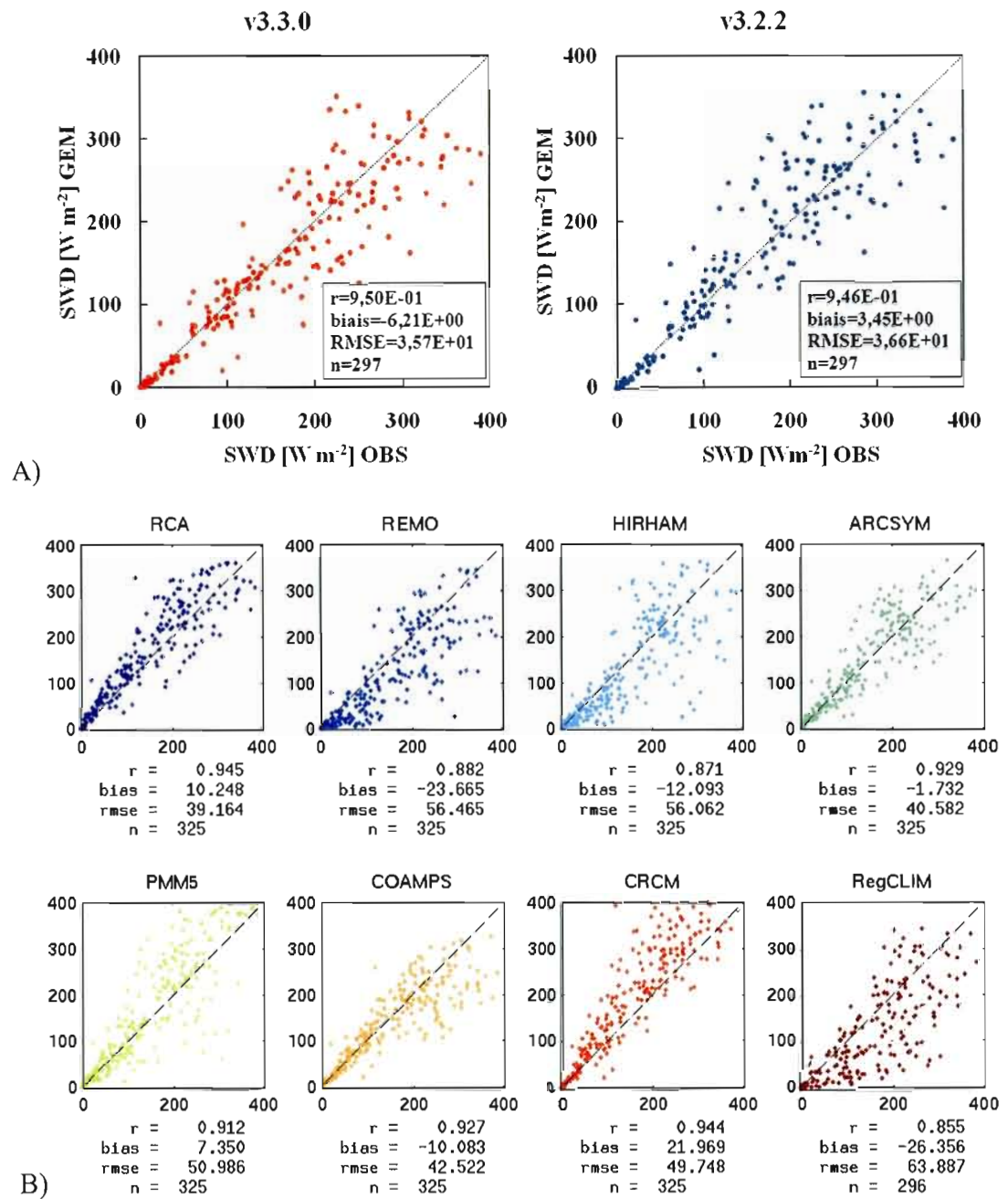


Figure 2.2-1 Moyennes journalières du rayonnement incident en surface dans les courtes longueurs d'onde du modèle GEM - LAM (v3.3.0 et v3.2.2) (A) et des différents modèles participant à l'expérience ARCMIP (A – source : Wyser et al. 2008) en Wm^{-2}

Tableau 2.2-1 Statistique des différents modèles participant à cette expérience dans le domaine de SWD. Dans le tableau les coefficients linéaires de corrélation (r), les biais de modèles (*biais*), les erreurs quadratiques moyennes (*RMSE*) et les nombres de jours de simulations sont indiqués.

No.	Modèle	r	biais	RMSE	n
1	GEM v3.3.0	0,950	-6,214	35,667	297
2	GEM v3.2.2	0,946	3,449	36,557	297
3	RCA	0,945	10,248	39,164	325
4	REMO	0,822	-23,665	56,465	325
5	HIRHAM	0,871	-12,093	56,062	325
6	ARCSYM	0,929	-1,732	40,582	325
7	PMM5	0,912	7,350	50,986	325
8	COAMPS	0,927	-10,083	42,522	325
9	CRCM	0,944	21,969	49,748	325
10	RegCLIM	0,855	-26,356	63,887	296

2.2.2 Les moyennes journalières du rayonnement incident en surface dans les longues longueurs d'onde

Tous les modèles simulent assez bien le rayonnement incident en surface dans les longues longueurs d'onde, sauf pour PMM5 et CRCM (figure 2.2-2). Les biais négatifs importants de PMM5 (-35 Wm^{-2}) et CRCM (-16 Wm^{-2}) sont consistants avec la sous-estimation de la couverture nuageuse dans ces deux modèles. Les modèles RCA, REMO et HIRHAM sous-estiment LWD pour les grandes valeurs ($> 260 \text{ Wm}^{-2}$) mais ils surestiment LWD si la valeur de LWD observée est faible ($< 180 \text{ Wm}^{-2}$). Cette faible valeur de LWD est observée dans des conditions extrêmement froides (par exemple pour les conditions sans nuages durant l'hiver en Arctique). Plusieurs études ont démontré (Niemela et al. 2001, Wild et al. 2001) que les schémas radiatifs sous-estiment généralement la radiation des longues longueurs d'onde vers le bas à la surface dans des conditions sans nuages. Il existe, aussi, un autre groupe de modèles (ARCSYM et COAMPS) qui représente la radiation des longues longueurs d'onde vers le bas à la surface en regroupant les points dans le graphique en deux groupes distincts (figure 2.2-2). Ce type de représentation de LWD est typique pour des modèles qui n'ont pas la couverture nuageuse fractionnaire (Wyser et al. 2008).

Les deux versions du modèle GEM – LAM représentent aussi relativement bien le rayonnement incident en surface dans les longues longueurs d'onde. Ils présentent un coefficient linéaire de corrélation assez grand ($r=0,885$). Ils ont un petit biais positif ($3,16 \text{ } Wm^{-2}$) et une erreur quadratique moyenne de $28,6 \text{ } Wm^{-2}$. Les coefficients linéaires de corrélation (r), les biais des modèles (biais), les erreurs quadratiques moyennes (RMSE) et les nombres de jours inclus dans le calcul pour les LWD de tous modèles participant à cette expérience sont indiqués dans le tableau 2.2-2.

Tableau 2.2-2 Mêmes statistiques que le tableau 2.2-1, mais pour le LWD

No.	Modèle	r	biais	RMSE	n
1	GEM v3.3.0	0,885	3,164	28,620	293
2	GEM v3.2.2	0,848	1,456	32,819	281
3	RCA	0,910	-0,718	25,279	321
4	REMO	0,904	-4,840	26,600	321
5	HIRHAM	0,903	-10,253	27,774	321
6	ARCSYM	0,900	-10,042	31,026	321
7	PMM5	0,804	-34,839	50,680	321
8	COAMPS	0,840	-8,692	34,365	321
9	CRCM	0,810	-16,257	39,395	321
10	RegCLIM	0,920	0,276	23,945	292

La combinaison des facteurs, par exemple, des biais positifs pour la couverture nuageuse durant la saison d'hiver (novembre 97 – février 98) vue sur la figure 2.1-7-A avec le biais positif pour les valeurs basses de LWD à la surface (au-dessous de $160 \text{ } Wm^{-2}$) est montrée sur la figure 2.2-2. Pour le cas du modèle GEM – LAM v3.3.0, ces facteurs suggèrent que le modèle présente de la difficulté à simuler les conditions avec les nuages durant les régimes de temps où les températures observées sont extrêmement basses. Il faut aussi mentionner qu'il est difficile d'observer les nuages durant les périodes froides en Arctique (Jones et al. 2005).

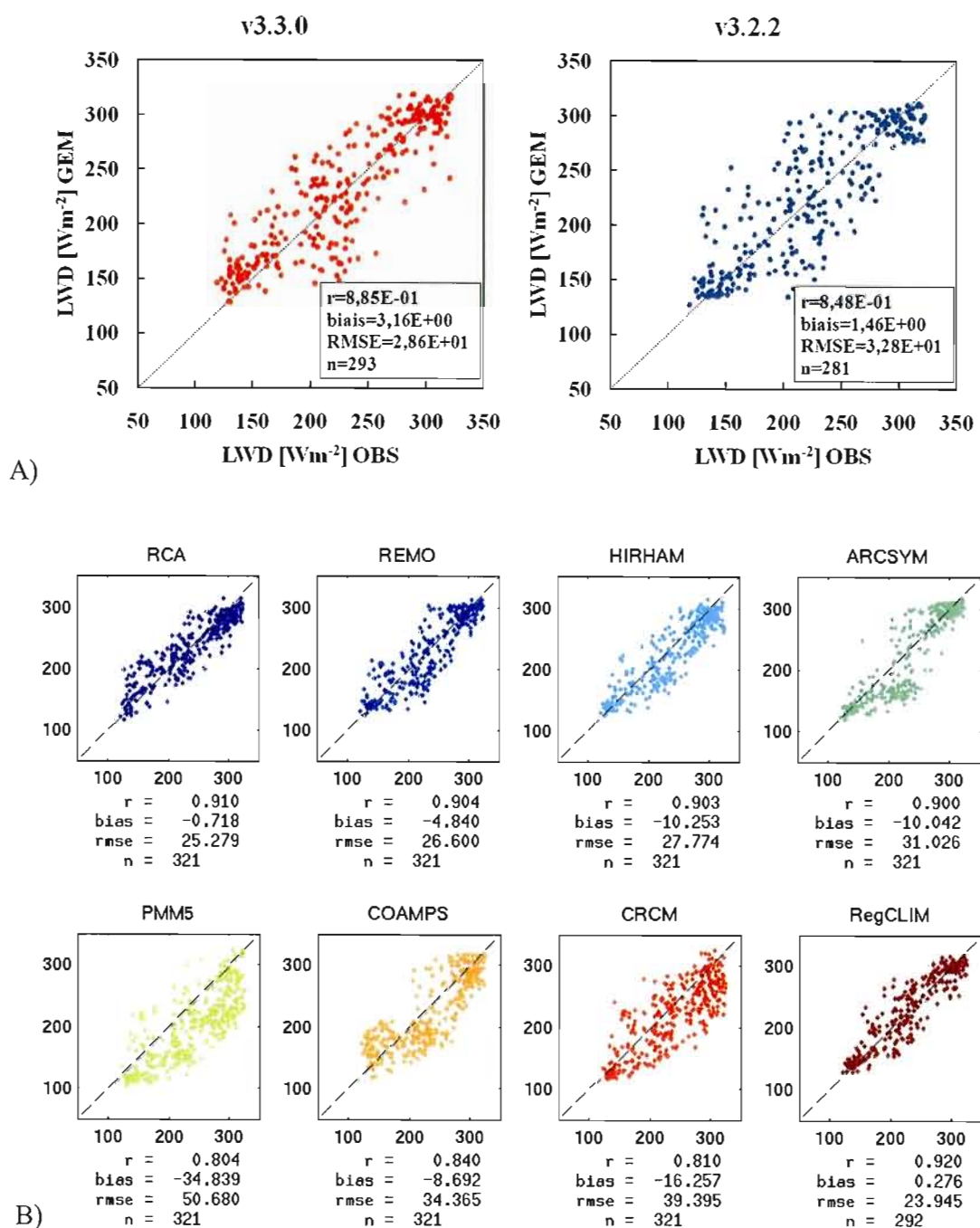


Figure 2.2-2 Moyennes journalières du rayonnement incident en surface dans les longues longueurs d'onde du modèle GEM – LAM (v3.3.0 et v3.2.2) (A) et des différents modèles participant à l'expérience ARCMIP (B – source : Wyser et al. 2008)

2.2.3 Eau liquide intégrée à la verticale

La corrélation des moyennes journalières de l'eau liquide intégrée à la verticale des différents modèles avec les observations de SHEBA est présentée sur la figure 2.2-5. De façon générale, l'eau liquide intégrée à la verticale est légèrement moins bien simulée que le rayonnement incident en surface dans les courtes et longues longueurs d'onde, mais un peu mieux que la couverture nuageuse (figure 2.2-7). Pour le modèle CRCM il n'existe pas de sortie diagnostique pour cette variable; par conséquent, il est impossible de tracer les graphiques (Wyser et al. 2008).

En examinant les nuages de points des différents modèles associés à cette expérience sur la figure 2.2-5 et la statistique des modèles représentée sur le tableau 2.2-3, on note que le modèle RegCLIM présente un plus fort coefficient linéaire de corrélation (0,587), mais son erreur quadratique moyenne a une valeur élevée ($0,068 \text{ gm}^{-2}$). Au niveau des biais des modèles, ces derniers ont une valeur raisonnable de $\sim 10 \text{ gm}^{-2}$ qui est comparable avec l'incertitude du radiomètre de micro-onde (Westwater et al. 2001)), sauf pour le modèle Polar MM5.

Le schéma microphysique de Sundqvist a été utilisé pour les simulations de l'eau liquide intégrée à la verticale dans les deux versions du modèle GEM – LAM. Les deux versions de modèle ne reproduisent pas bien les observations. Les coefficients linéaires de corrélation ont des valeurs de 0,443/0,449, un biais de -28,6/-21,2 gm^{-2} et une erreur quadratique moyenne de 53,9/50,8 gm^{-2} (v3.3.0/v3.2.2 respectivement). Les différences entre les deux versions du modèle sont causées par un changement dans la fonction déterminant la partition entre l'eau solide et liquide dans le schéma microphysique.

Les figures 2.2-3-B et C montrent que l'eau liquide intégrée verticalement est fortement sous-estimée sauf pour des températures plus élevées (voir la figure 2.2-3-D). La version v3.3.0 du modèle GEM - LAM a de la difficulté à reproduire l'eau liquide intégrée verticalement pour des températures sous le point de congélation. Les coefficients linéaires de corrélations sont 0,2 / 0,3, le biais du modèle -0,027/-0,03 kgm^{-2} et RMSE 0,043 / 0,047

kgm^{-2} pour des intervalles $240 < T_{2m} [K] < 250$ / $260 < T_{2m} [K] < 270$, respectivement. Le modèle commence à reproduire le LWP plus correctement pour des températures plus grandes que 270 K (voir la figure 2.2-3-D). La simulation de LWP faite avec la version v3.2.2 (Figure 2.2-4) du modèle GEM – LAM ne reproduit pas le LWP pour des basses températures également; bien que la sous-estimation soit plus petite que dans la nouvelle version du modèle. Ces résultats suggèrent que ce schéma microphysique surestime la quantité d'eau solide au détriment de l'eau liquide à basse températures.

Tableau 2.2-3 Mêmes statistiques que le tableau 2.2-1, mais pour l'eau liquide intégrée à la verticale en $kg m^{-2}$

No.	Modèle	r	biais	RMSE	n
1	GEM v3.3.0	0,443	-0,029	0,054	253
2	GEM v3.2.2	0,449	-0,021	0,051	253
3	RCA	0,448	0,001	0,048	278
4	REMO	0,377	-0,006	0,067	278
5	HIRHAM	0,400	-0,016	0,062	278
6	ARCSYM	0,452	0,010	0,074	278
7	PMM5	0,291	-0,039	0,064	278
8	COAMPS	0,160	0,011	0,139	278
9	CRCM	0,104	-0,048	0,070	278
10	RegCLIM	0,584	0,013	0,068	268

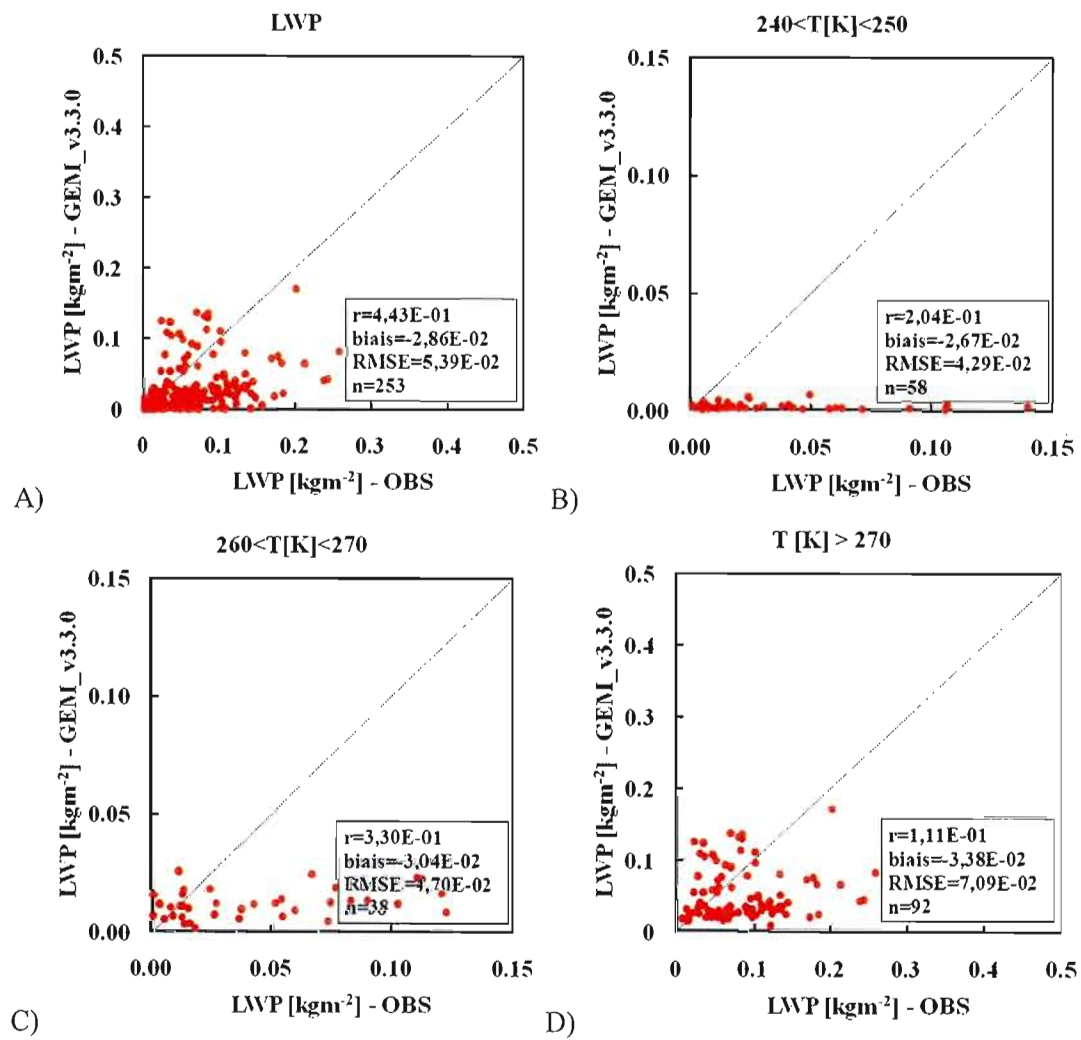


Figure 2.2-3 Représentation de LWP en kg m^{-2} par le modèle GEM – LAM (v3.3.0) pour des intervalles de température de 10 degrés (A, B [240<T<250], C [260<T<270] et D [T>270]). La température de l'air à 2m est utilisée dans le calcul

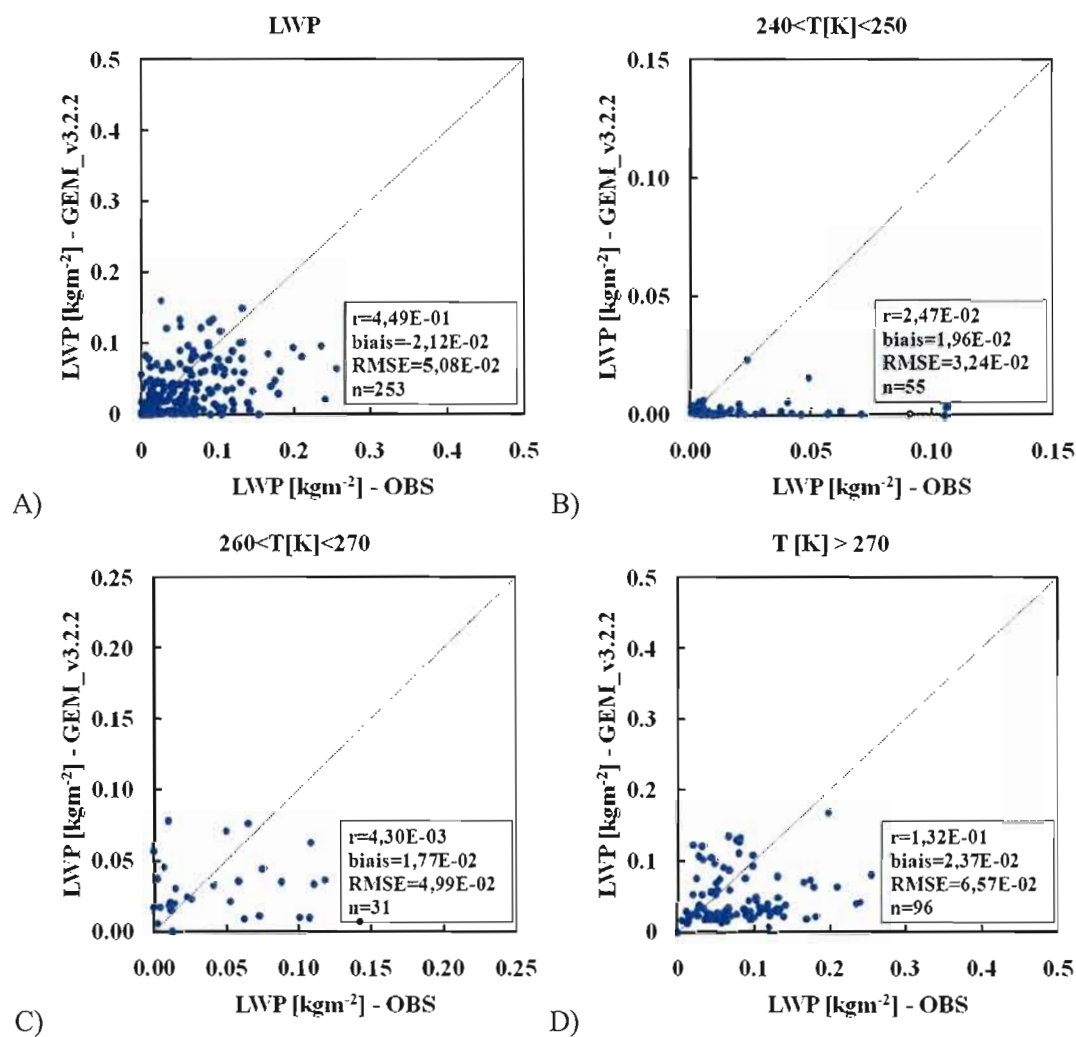


Figure 2.2-4 Représentation de LWP en $kg\ m^{-2}$ par le modèle GEM - LAM (v3.2.2) pour des intervalles de température de 10 degrés (A, B [$240 < T < 250$], C [$260 < T < 270$] et D [$T > 270$]). La température de l'air à 2m est utilisée dans le calcul

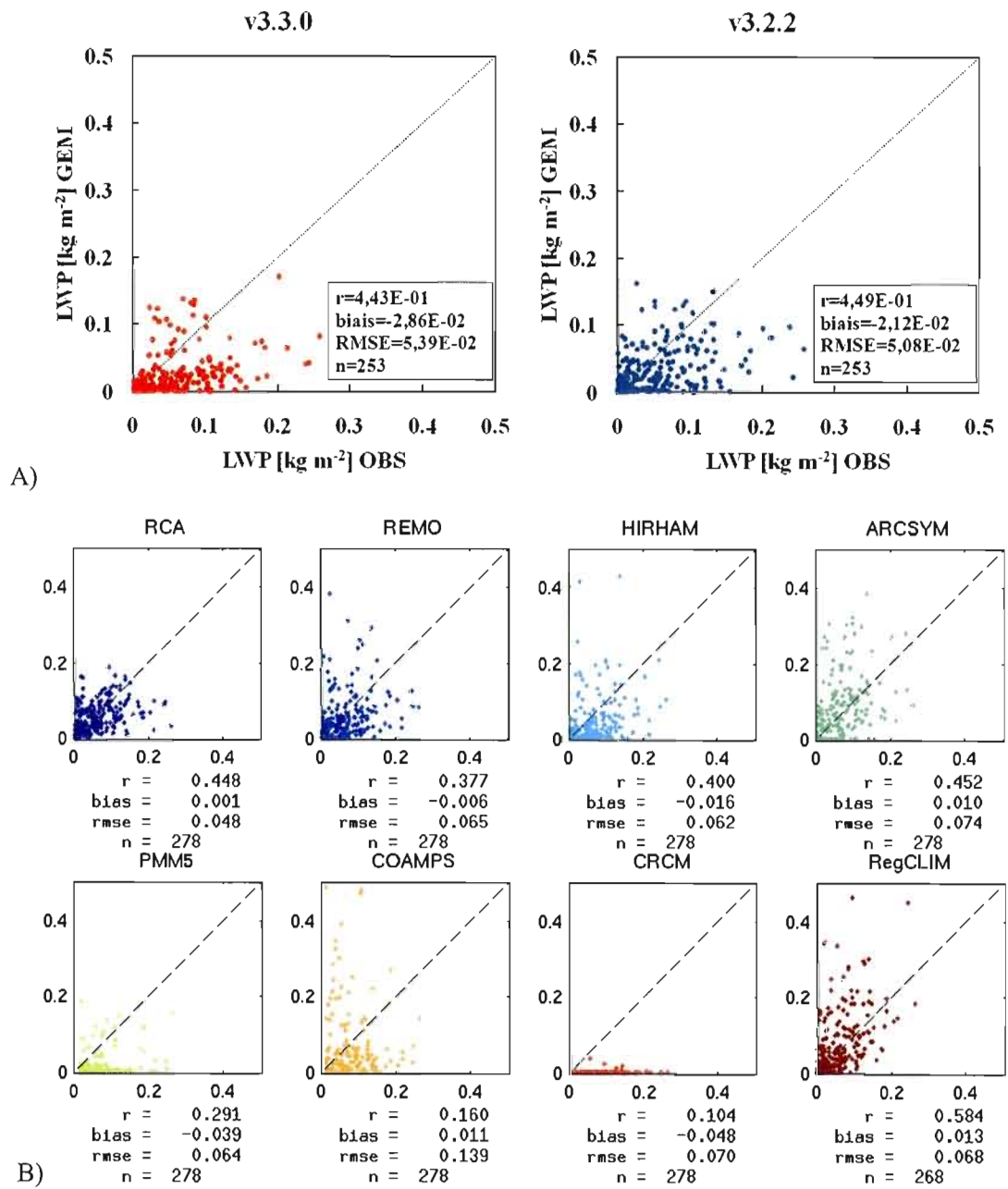


Figure 2.2-5 Moyennes journalières de l'eau liquide intégrée à la verticale en kgm^{-2} du modèle GEM – LAM (v3.3.0 et v3.2.2) (A) et des différents modèles participant à l'expérience ARCMIP (B – source : Wyser et al. 2008)

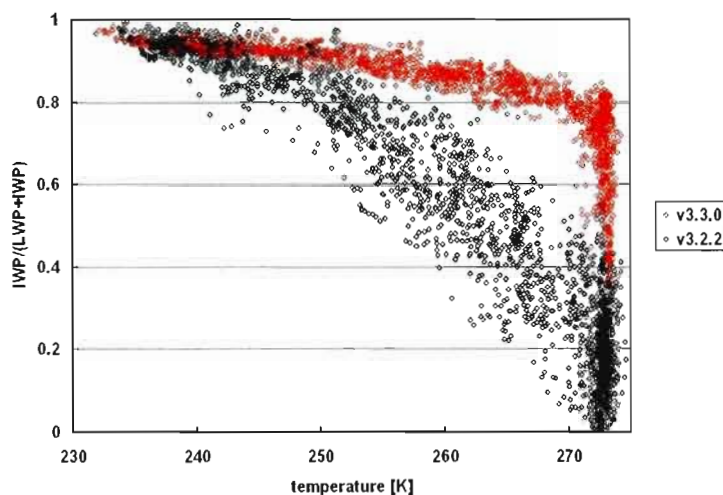


Figure 2.2-6 Différences entre deux versions de modèle GEM – LAM (v3.2.2 et v3.3.0) pour le ratio IWP/(IWP+LWP) en fonction de la température de l'air à 2m

La figure 2.2-6 montre la proportion de glace par rapport à l'eau totale des nuages en fonction de la température de l'air à 2m pour les 2 versions du modèle. La nouvelle fonction de partition de la version 3.3.0 fait en sorte d'augmenter considérablement la proportion de glace par rapport à l'eau liquide et ce à des températures relativement élevée. Cette fonction de partition des phases ne semble pas adéquate pour les nuages arctiques simulés durant SHEBA.

2.2.4 Couverture nuageuse

En comparant les simulations des moyennes journalières des modèles pour la couverture nuageuse avec des observations de haute qualité de SHEBA (ETL – combinaisons des données de lidar et de radar), on voit que les modèles ne simulent pas bien la couverture nuageuse (figure 2.2-7). Sur le tableau 2.2-4, on peut remarquer que les valeurs des coefficients linéaires de corrélation sont très faibles et les erreurs quadratiques moyennes sont généralement élevées (de $0,293 \text{ Wm}^{-2}$ dans le RCA à $0,502 \text{ Wm}^{-2}$ dans le PMM5).

Les deux versions du modèle GEM – LAM ont aussi de la difficulté à bien simuler la couverture nuageuse sur une base quotidienne comme les autres modèles participant à cette

expérience. Cette problématique de reproduction de couverture nuageuse dans le modèle GEM – LAM est discutée plus loin dans la section 2.4 lorsque les nuages optiquement minces ont été filtrés des sorties du modèle GEM.

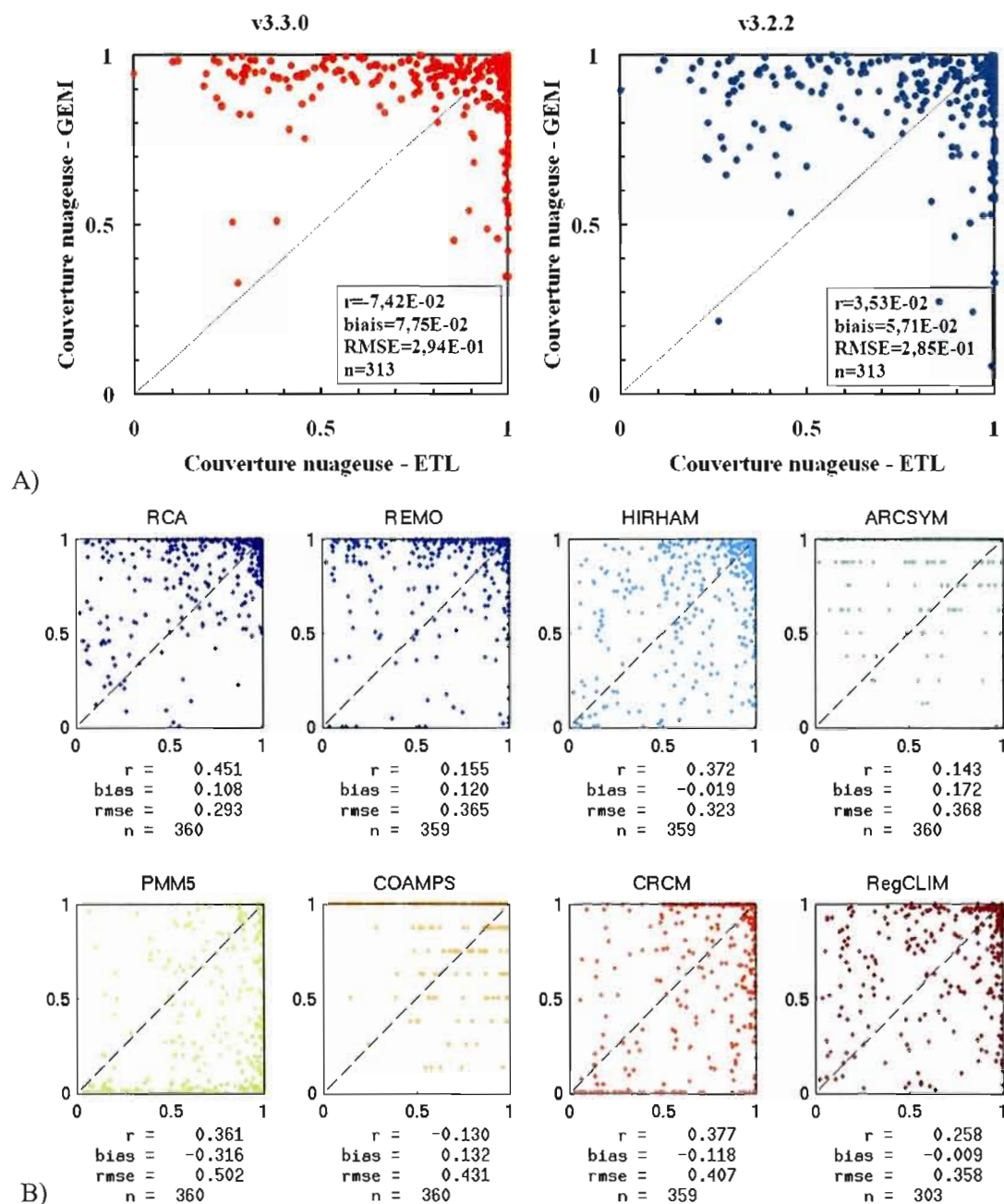


Figure 2.2-7 Moyennes journalières de couverture nuageuse du modèle GEM – LAM (v3.3.0 et v3.2.2) (A) et des différents modèles participant à l'expérience ARCMIP (B – source : Wyser et al. 2008)

Tableau 2.2-4 Mêmes statistiques que le tableau 2.2-1, mais pour la couverture nuageuse

No.	Modèle	r	biais	RMSE	n
1	GEM v3.3.0	-0,074	0,078	0,294	313
2	GEM v3.2.2	0,035	0,057	0,285	313
3	RCA	0,451	0,108	0,293	360
4	REMO	0,155	0,120	0,365	359
5	HIRHAM	0,372	-0,019	0,323	359
6	ARCSYM	0,143	0,172	0,368	360
7	PMM5	0,361	-0,316	0,502	360
8	COAMPS	-0,130	0,132	0,431	360
9	CRCM	0,377	-0,118	0,407	359
10	RegCLIM	0,258	-0,009	0,358	303

2.2.5 Les moyennes journalières des précipitations

Dans cette partie sont comparées les simulations des précipitations (en $m/3h$) effectuées par deux versions du modèle GEM – LAM (v3.2.2 et v3.3.0), sur une base quotidienne, avec des observations de SPO (SHEBA Project Office). Dans la figure 2.2-8, sur l'axe X sont représentées les précipitations observées et sur l'axe Y sont représentées les sorties des deux versions du modèle GEM. Mentionnons que l'évaluation de la précipitation n'a pas été faite dans le cadre de l'expérience ARCMIP; les données des autres modèles ne sont donc pas disponibles.

Les faibles restitutions des précipitations mensuelles suivant les deux versions de GEM utilisées (section 2.1.6) se retrouvent sur ces résultats journaliers. Les deux versions ont en effet un faible coefficient linéaire de corrélation (0,27 pour la version v3.2.2 et 0,21 pour la version v3.3.0). Elles ont des biais positifs de $1,49E-05 \text{ m/3h}$ (v3.2.2) et $2,31E-05 \text{ m/3h}$ (v3.3.0). Concernant l'erreur quadratique moyenne, les deux versions du GEM ont des valeurs élevées de $2,24E-04$ et $2,28E-04 \text{ m/3h}$ (v3.2.2 et v3.3.0 respectivement). Les évaluations des précipitations sur une base mensuelle et quotidienne ont été entreprises afin de voir si le biais chaud et humide des deux versions du modèle GEM durant la saison estivale avait une incidence sur le taux de précipitation. Ces résultats semblent le confirmer.

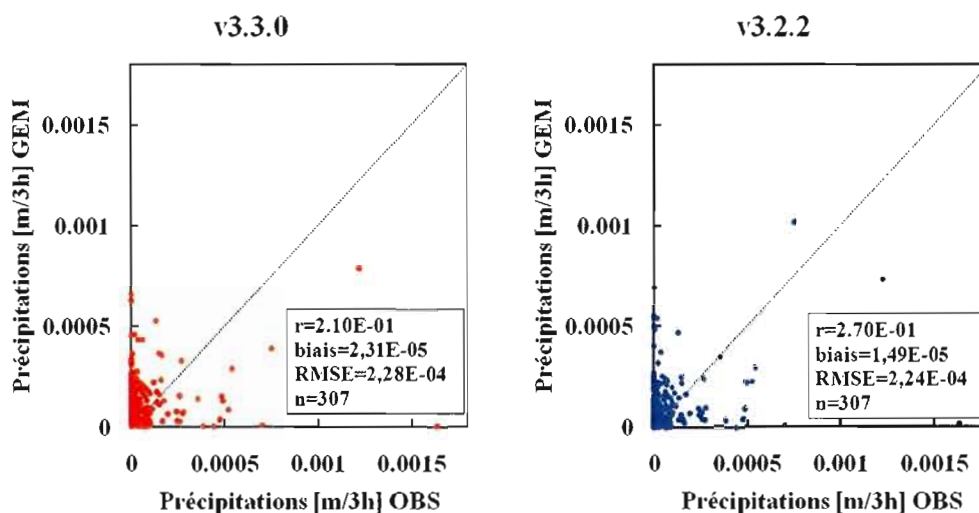


Figure 2.2-8 Moyennes journalières des précipitations en $m/3h$ de 2 versions du modèle GEM – LAM (v3.3.0 et v3.2.2)

2.3 Co-variabilité des valeurs instantanées

Dans cette partie, les co-variabilités entre deux variables des données instantanées (de 3 heures) des modèles seront considérées afin de mieux évaluer la relation entre les processus physiques dans les modèles. La co-variabilité des données instantanées des modèles sera comparée aux co-variabilités des mêmes variables observées. Dans les analyses sont utilisées les données instantanées par périodes de trois heures (pour les modèles et pour les observations) lesquelles couvrent la période d'avril 1998 à septembre 1998. Cette plage de données (avril - septembre 98) a été considérée, car au cours de cette période de l'année, le soleil se lève suffisamment haut au-dessus de l'horizon, permettant ainsi d'avoir des comparaisons significatives du rayonnement SW. La co-variabilité entre la couverture nuageuse et la quantité d'eau dans le nuage avec le rayonnement incident en surface dans les courtes longueurs d'onde, sont considérées dans cette étude.

Trois types de corrections ont été faites dans les données d'observations de SHEBA et dans les sorties des modèles. De telles corrections ont été nécessaires à cause de la variation

d'angle solaire locale avec le temps au-dessus de l'Arctique. Les corrections suivantes sont donc faites :

(1) Les SWD à la surface ont été divisées (les sorties de modèles et les observations) par le cosinus de l'angle solaire zénithal local afin de tenir compte de l'augmentation géométrique de l'épaisseur optique. En effet, cette dernière augmente avec une hausse de l'angle zénithal solaire.

(2) Les données d'observation et les sorties de modèle ont été filtrées lorsque l'angle zénithal était inférieur à 65° . La plupart des schémas radiatifs traitent les nuages comme des plans – parallèles et de mesure infinie (pas de coté); ainsi, l'évaluation d'interactions nuages – rayonnement solaire ne semble pas exacte.

(3) Les données d'observations et les sorties des modèles ont été filtrées en fonction de la couverture nuageuse selon deux catégories; une avec nuage lorsque la couverture nuageuse était plus grande que 0,85 et une sans nuages pour une couverture nuageuse inférieure à 0,15. Entre ces deux catégories (soit entre 0,15 et 0,85), les données ont été supprimées.

2.3.1 Couverture nuageuse et rayonnement incident en surface dans les courtes longueurs d'onde

La figure 2.3-1-A démontre la co-variabilité de la couverture nuageuse et du rayonnement incident en surface dans les courtes longueurs d'onde du modèle GEM – LAM (v3.3.0). Sur la figure 2.3-1-B, les modèles participant à l'expérience d'ARCMIP sont représentés. Afin de comparer correctement les modèles entre eux, le protocole de traitement des données pour le modèle GEM-LAM (v3.3.0) est identique à celui utilisé pour les autres modèles participant à l'expérience (voir Wyser 2008).

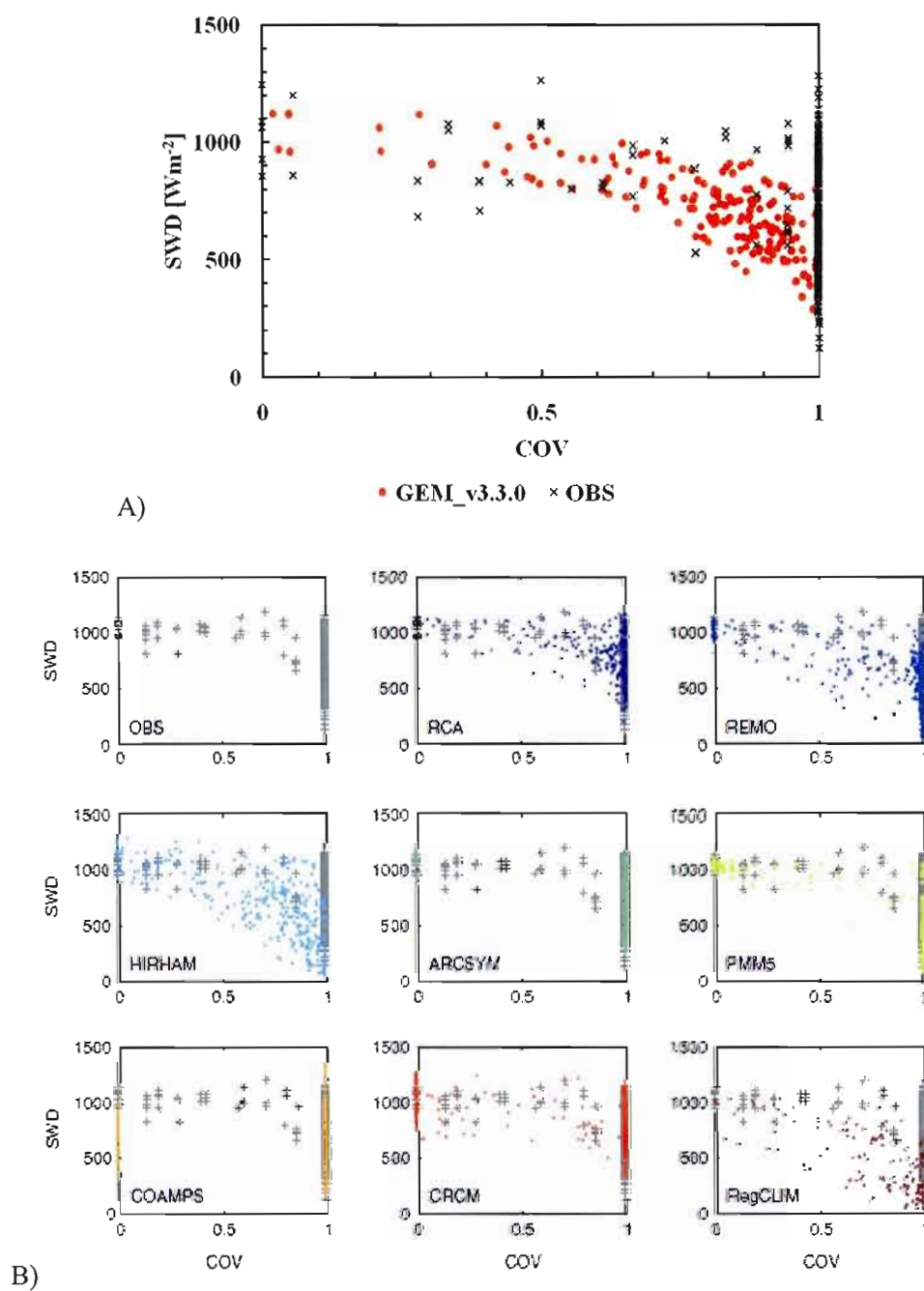


Figure 2.3-1 Variation de rayonnement incident en surface dans les courtes longueurs d'onde avec la couverture nuageuse pour des angles solaires zénithaux inférieurs à 65° . GEM – LAM est représenté sur la figure (A) et les modèles d'ARCMIP sur la figure (B - source : Wyser et al. 2008)

Tel qu'anticipé, les observations montrent que le rayonnement incident en surface dans les courtes longueurs d'onde diminue lorsque la couverture nuageuse augmente. Sur la figure 2.3-1, on note que les modèles se divisent selon trois groupes distincts. Dans un premier groupe, on trouve les modèles ARCSYM et COAMPS qui ont une représentation binaire de la couverture nuageuse (0 ou 1). De plus sur leurs figures de LWD, ils affichent les groupements des points en haut et en bas pour LWD à la surface (voir la figure 2.2-2). Le modèle COAMPS donne des valeurs plus petites pour SWD à la surface lorsque la couverture nuageuse est nulle (0). Ceci pourrait être lié à un problème dans la simulation de l'eau liquide – voir la figure 2.2-3. Concernant ARCSYM, il a les valeurs plus grandes pour SWD à la surface lorsque la couverture nuageuse est nulle (0). Dans un deuxième groupe, on trouve les modèles REMO, HIRHAM et RegCLIM. Dans ces trois modèles le SWD à la surface diminue trop rapidement avec l'augmentation de la couverture nuageuse. Dans le dernier groupe où l'on retrouve GEM – LAM (v3.3.0), les modèles simulent plus ou moins correctement la co-variabilité de valeurs instantanées de la SWD à la surface en fonction de la couverture nuageuse pour la période d'avril – septembre 98.

2.3.2 Eau dans les nuages et le rayonnement incident en surface dans les courtes longueurs d'onde

Sur la figure 2.3-2, la variation de SWD à la surface (en $W m^{-2}$) en fonction de l'eau dans les nuages (en $g m^{-2}$) est présentée. Sur les graphiques, seules les valeurs pour un ciel couvert (couverture nuageuse plus grande de 0,85) et pour un angle solaire zénithal inférieur à 65° sont affichées. Les valeurs observées d'eau liquide intégrée à la verticale sont pour l'eau liquide des nuages, tandis que dans les données de modèle, il y a les contributions de l'eau liquide et de la glace dans les nuages. En effet, les observations ne fournissent pas les quantités de la glace intégrée à la verticale; par contre, pour les modèles les deux (l'eau et la glace intégrées à la verticale) sont incluses. Cette carence donne une sous-estimation d'eau totale dans les nuages observés. En réalité, les points en couleur noirs pour les observations d'eau totale des nuages sur la figure 2.3-2 devraient être décalés vers la droite selon l'axe X. Les effets combinés des variations d'eau liquide et de glace intégrées à la verticale sont déjà inclus dans le SWD à la surface observée.

La figure 2.3-2 montre une diminution du rayonnement solaire incident en surface des courtes longueurs d'onde avec l'augmentation d'eau totale dans les nuages (CWP). En comparant les modèles participant à cette expérience avec les observations de SHEBA, on note que les modèles représentent raisonnablement bien cette variation des deux valeurs instantanées (eau dans le nuage et rayonnement incident en surface dans les courtes longueurs d'onde). Dans REMO, HIRHAM, PMM5 et RegCLIM, la transmissivité des nuages diminue trop rapidement avec l'incrément d'eau totale intégrée verticalement. Selon Wyser et al. (2008), ce type de comportement peut être potentiellement attribué à plusieurs sources, l'une est éventuellement liée à la distribution pronostique de la part des modèles de l'eau des nuages sous forme de gouttelettes d'eau et cristaux de glace. L'autre problème peut être lié aux paramétrisations du rayon effectif pour des nuages de glace. Selon Shupe et al. 2001, pendant la période d'avril 98 à juillet 98, le rayon moyen des nuages de glace varie de 7 à 300 μm , tandis que le rayon effectif moyen observé pour la phase mixte des nuages au-dessus de SHEBA était de l'ordre de 93 μm , suivant une plage allant de 27 à 200 μm (Shupe et al. 2001). La paramétrisation des rayons effectifs des nuages de glace utilisés dans les modèles régionaux de climat de cette expérience, montrée dans le tableau 1.3-2, sont plus petits que les valeurs observées.

La version v3.3.0 de GEM-LAM simule raisonnablement bien la variation de rayonnement incident en surface dans les courtes longueurs d'onde avec l'eau totale dans le nuage. Le modèle se compare avantageusement aux autres modèles avec un léger décalage vers la droite, lequel est réaliste compte tenu que les observations en eau totale ne prennent pas en compte la glace intégrée à la verticale. De plus, les rayons effectifs des nuages de glace utilisés dans la simulation du modèle GEM - LAM étaient dans une plage plus petite que ceux observés durant les observations de SHEBA (par exemple, 15 μm (v3.3.0) et 20 – 50 μm (v3.2.2): GEM – LAM; 7 – 300 μm : SHEBA). Les résultats obtenus avec GEM-LAM montrent également une dispersion plus réaliste de SWD en fonction de l'eau liquide intégrée à la verticale telle qu'observée durant SHEBA. Cette dispersion de SWD pour les mêmes valeurs de l'eau liquide intégrée à la verticale n'est pas obtenue par les autres modèles sauf pour COAMPS lequel surestime cette dispersion.

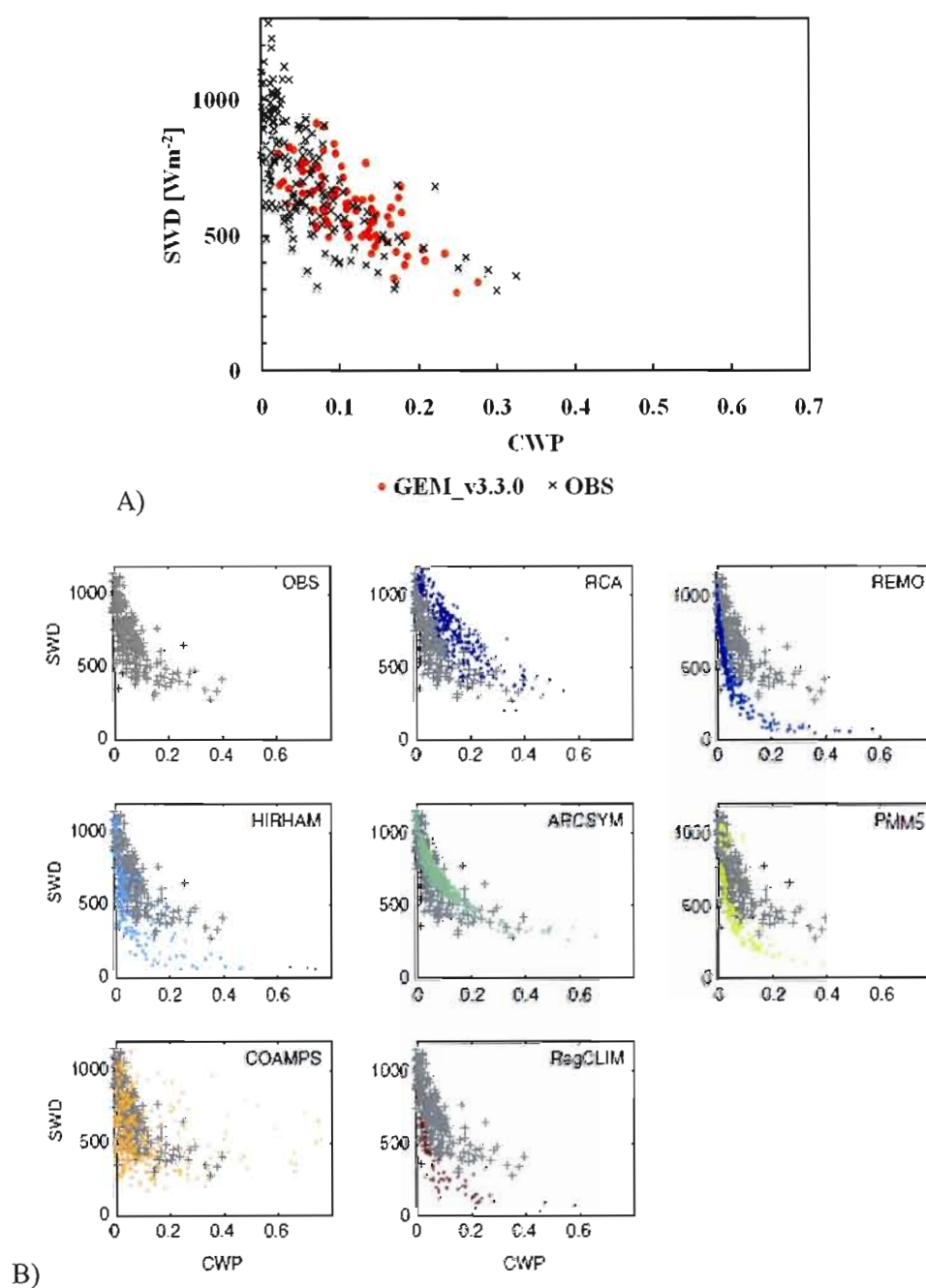


Figure 2.3-2 Variation de SWD à la surface (en $W m^{-2}$) en fonction de l'eau des nuages (en $g m^{-2}$) dans les modèles (points en rouge) et observations (points en noir). Sur le graphique, uniquement les valeurs du ciel couvert pour des angles solaires zénithaux inférieurs à 65° sont affichées. Les valeurs observées d'eau liquide intégrée à la verticale sont pour l'eau liquide des nuages, tandis que dans les données de modèle il y a les contributions en eau liquide et en glace dans les nuages. GEM – LAM (v3.3.0) est représenté sur la figure (A) et les modèles d'ARCMIP sur la figure (B) (source : Wyser et al. 2008)

Dans les sections (2.1, 2.2, 2.3) ci-dessus, les caractéristiques du modèle GEM – LAM en Arctique pour l’année SHEBA sont décrites. Le modèle GEM – LAM (v3.2.2 et v3.3.0) a été évalué avec des observations de SHEBA et comparé aux autres modèles participant à l’expérience d’ARCMIP. Dans la section suivante (2.4), les résultats de filtrage des nuages optiquement minces et l’influence de ce filtrage sur la couverture nuageuse (moyenne mensuelle et quotidienne) seront présentés. Pour clore ce chapitre, une partie sera consacrée aux résultats des simulations du modèle GEM — LAM de forçage radiatif des nuages pour l’année SHEBA et à l’influence du filtrage des nuages optiquement minces sur le forçage radiatif des nuages.

2.4 Le filtrage des nuages optiquement minces

Au cours de la période hivernale, un fort pourcentage des nuages en Arctique sont de type optiquement mince. Il est donc très difficile de les observer (Wyser et Jones, 2005). Aussi, il existe des différences importantes entre les observations de couverture nuageuse de SHEBA selon l’instrument utilisé pour le mesurer. C’est possiblement l’une des raisons permettant d’expliquer le grand écart entre la couverture des nuages simulée par les modèles et les observations (voir les figures 2.1-7 et 2.2-7). Pour éliminer ce problème dans notre analyse, un filtre des nuages optiquement minces a été appliqué en sortie du modèle GEM – LAM.

Pour pouvoir comparer directement les sorties de modèle avec les observations satellitaires, il faut filtrer (enlever) ces nuages optiquement minces dans les sorties de modèle car ils ne sont pas détectés par les mesures satellitaires. Pour distinguer ces nuages minces des autres nuages il faut, dans un premier temps, calculer l’épaisseur optique. L’épaisseur optique est calculée à l’aide des équations suivantes :

L’épaisseur optique est définie comme :

$$\tau = \Delta z \int Q_e(r) A(r) n(r) dr \quad (2.4-1)$$

où Q_e est l'efficacité d'extinction des hydrométéores (gouttelette ou cristaux de glace) de rayon r , $A(r)$ est la section efficace de l'hydrométéore et $n(r)dr$ est la distribution de taille des hydrométéores. En supposant que les particules soient sphériques et pour une radiation dans le visible, l'efficacité d'extinction moyenne d'hydrométéore est près de 2 ; on obtient ainsi l'épaisseur optique au niveau i comme suit :

$$\tau_i = \frac{3LWP_i}{2\rho_{liq}r_{e,liq}} + \frac{3IWP_i}{2\rho_{ice}r_{i,ice}} \quad (2.4-2)$$

où LWP_i , IWP_i sont les quantités en eau liquide et glace intégrées à la verticale (« liquid et ice water path »), ρ_{liq} , ρ_{ice} sont les densités de l'eau et de la glace et $r_{e,liq}$, $r_{i,ice}$ sont les rayons effectifs de gouttelettes d'eau et de glace dans les nuages.

Les valeurs des densités de l'eau et de glace utilisées pour effectuer le filtre de nuage optiquement minces sont 1000 kgm^{-3} et 500 kgm^{-3} , respectivement. La valeur pour la densité de glace de 500 kg m^{-3} est choisie car les particules de glace sont souvent sous forme de mélange d'air et de glace solide et elle peut varier considérablement de 100 kgm^{-3} à 917 kgm^{-3} (Weng et Grody, 1999). Les valeurs des rayons efficaces de gouttelettes d'eau et de glace dans les nuages pour ces filtrages sont affichées dans le tableau 1.3-2. Différents résultats ont été obtenus pour différents seuils de filtre (de l'épaisseur optique des nuages optiquement minces) et ils seront présentés dans les parties suivantes.

Les nuages minces sont filtrés quand l'épaisseur optique des nuages sur toute la colonne était plus petite que le seuil donné (0,5, 1, 1,5 et 2) :

$$\sum_i \tau_i < \text{seuil} \quad (2.4-3)$$

Quand la condition était satisfaite la couverture nuageuse était mise à zéro.

2.4.1 Moyennes mensuelles de couverture nuageuse après le filtrage des nuages optiquement minces

Dans cette partie, nous étudierons l'effet de filtrage des nuages optiquement minces en fonction de l'épaisseur optique (τ) en utilisant les données du modèle GEM – LAM (v3.3.0). Le filtrage a été appliqué sur les sorties du modèle GEM – LAM (v3.3.0) avec différents seuils de l'épaisseur optique des nuages à l'aide des équations montrées dans la section précédente. Les seuils de l'épaisseur optique utilisés ont des valeurs de 0,5, 1, 1,5 et 2. Après filtrage, les moyennes mensuelles pour la couverture nuageuse ont été calculées.

Pendant l'hiver, les nuages optiquement minces (épaisseur optique de moins de 0,5) sont fréquents. Lorsque τ a une valeur plus grande que 0,5, la couverture nuageuse décroît significativement. Par contre, au cours de l'été, le filtrage des nuages optiquement minces n'a pratiquement pas d'effet, car au cours de cette saison, les nuages sont plus épais. La grande quantité de nuages optiquement minces durant l'hiver (en dessous du seuil de 0,5) se manifeste pendant les conditions froides. Au cours de cette période, il y a moins de vapeur d'eau dans l'atmosphère et les nuages ont moins de contenu en eau liquide et solide ; par conséquent, il y a seulement quelques nuages avec τ au-dessus de 0,5. De plus, la basse température hivernale conduira également à davantage de nuages de glace avec de gros cristaux de glace, qui abaissera l'épaisseur optique davantage. Ainsi, les moyennes mensuelles pour la couverture nuageuse doivent être très sensibles au seuil de τ durant d'hiver.

Les résultats obtenus après filtrage des nuages optiquement minces ont été comparés avec des observations satellitaires (AVHRR) de SHEBA. Ils sont présentés sur la figure 2.4-1. La ligne rouge pleine montre les résultats avant filtrage et les lignes rouges pointillées de différentes couleurs montrent les résultats après filtrage des nuages optiquement minces.

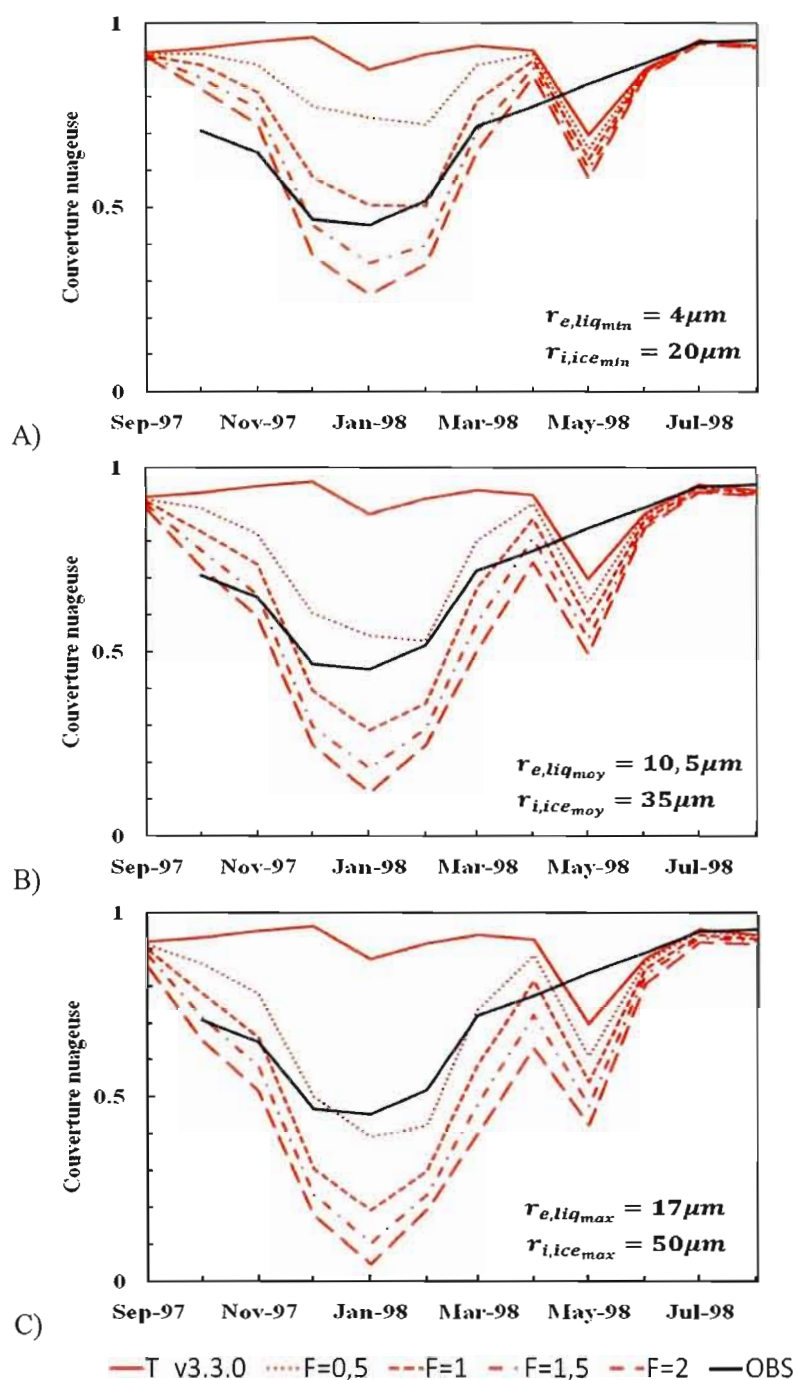


Figure 2.4-1 Comparaison des sorties de modèle GEM – LAM (v3.3.0) aux observations satellitaires (AVHRR) de SHEBA pour la couverture nuageuse (moyennes mensuelles) après filtrages des nuages optiquement minces pour les différents rayons efficaces de gouttelettes de l'eau et de glace dans les nuages (cas extrêmes r_{min} – graphique A, r_{moy} – graphique B, – r_{max} graphique C)

Le graphique A sur la figure 2.4-1 présente les résultats du filtrage des nuages optiquement minces pour des rayons efficaces minimaux de gouttelettes d'eau et de glace dans les nuages ($r_{e,liq_{min}} = 4\mu m$ et $r_{i,ice_{min}} = 20\mu m$). Pour chaque filtre sélectionné (0,5, 1, 1,5, 2), la couverture nuageuse décroît significativement durant la saison hivernale (de septembre 97 à mars 98). Par contre, la couverture nuageuse est insensible au filtre durant la saison estivale. Le même comportement a été noté dans les cas où les rayons efficaces des gouttelettes d'eau et de glace dans les nuages étaient de valeur moyenne ($r_{e,liq_{moy}} = 10,5\mu m$ et $r_{i,ice_{moy}} = 35\mu m$) et maximale ($r_{e,liq_{max}} = 17\mu m$ et $r_{i,ice_{max}} = 50\mu m$). De plus, on remarque aussi que plus les valeurs de rayon efficace de gouttelettes d'eau et de glace dans les nuages sont grandes, plus la couverture nuageuse dans la saison hivernale décroît rapidement et plus significativement (voir les graphiques 2.4-1-B et C).

Ce filtrage des nuages optiquement minces appliqué avant de faire la moyenne mensuelle de couverture nuageuse ne nous indique pas que le modèle reproduit nécessairement trop de nuages minces; mais ceci peut nous amener à penser que certains instruments ne peuvent détecter les nuages minces et qu'il faudrait ainsi supprimer les nuages qui sont au-dessous de la sensibilité des instruments utilisés pendant les mesures (dans ce cas les satellites (voir la figure 2.1-7)).

2.4.2 Moyennes quotidiennes de couverture nuageuse après le filtrage des nuages optiquement minces

Cette section présente le comportement du modèle GEM – LAM avant et après le filtrage des nuages optiquement minces sur une base quotidienne. Les séries temporelles (filtrées) du modèle GEM – LAM (v3.3.0) sont comparées aux observations satellitaires (AVHRR). Chacune des comparaisons est réalisée sur un intervalle de temps fonction des observations mises à disposition, soit 335 jours. Les résultats sont présentés sur la figure 2.4-2.

Les figures 2.4-2 présentent les comparaisons entre la couverture nuageuse issue des observations satellites de SHEBA et celle obtenue par le modèle GEM-LAM ; ceci avant filtrage des nuages optiquement mince (2.4-2-A) et après filtrage des nuages optiquement mince (2.4-2-B pour le filtre d'épaisseur optique 0,5 et 2.4-2-C pour le filtre d'épaisseur optique de 1).

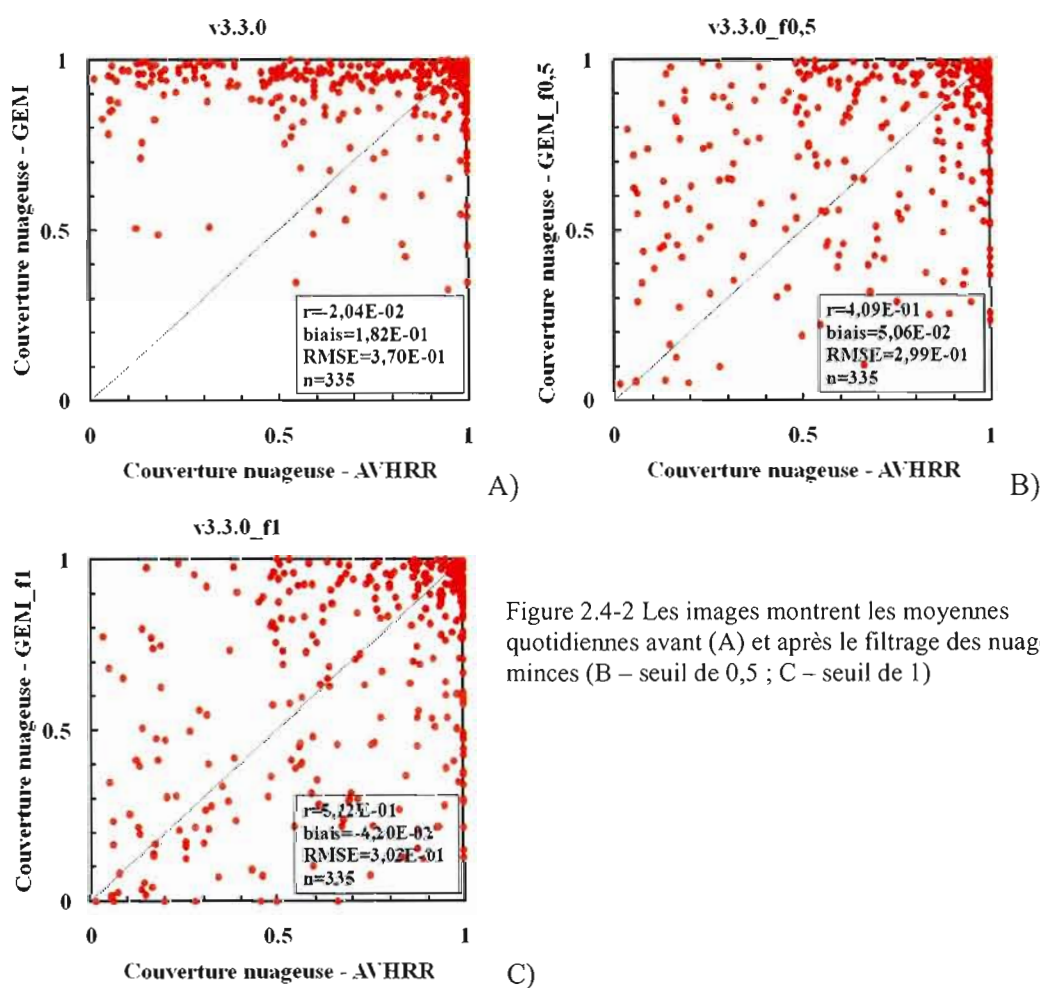


Figure 2.4-2 Les images montrent les moyennes quotidiennes avant (A) et après le filtrage des nuages minces (B – seuil de 0,5 ; C – seuil de 1)

Sur la figure 2.4-2-A, on voit que la couverture nuageuse avant le filtrage des nuages optiquement minces n'est pas bien représentée par le modèle GEM – LAM (v3.3.0). Après filtrage d'épaisseur optique égale à 0,5, la simulation de la couverture nuageuse par le modèle

est légèrement améliorée (figure 2.4-2-B). Avant filtrage, le coefficient linéaire de corrélation était de 0,02 pour ensuite atteindre 0,41 après avoir appliqué le filtre. De plus, le biais du modèle était de 0,18 et l'erreur quadratique moyenne de l'ordre de $\sim 0,3$ ceci avant filtrage. Une fois le filtre appliqué, le biais est de 0,05 et l'erreur quadratique moyenne de 0,3. La figure 2.4-2-C présente le résultat après le filtrage des nuages optiquement minces avec le filtre d'épaisseur optique de 1. Les résultats sont légèrement mieux que pour le filtrage avec le filtre de 0,5 (voir la statistique sur la figure). Cependant, il est clair que le filtrage des nuages très minces (en-deçà de 1) contribue principalement à l'amélioration obtenue. Ce comportement du filtre a été également noté dans la partie précédente lors des comparaisons des moyennes mensuelles de la couverture nuageuse (voir la figure 2.4-1).

2.4.3 Effet radiatif des nuages optiquement minces en surface

Le filtrage des nuages optiquement minces réalisé dans la section précédente permet également d'évaluer l'importance radiative de ces nuages sur le bilan radiatif en surface. Dans cette section, nous présentons la contribution radiative de ces nuages en termes de moyennes mensuelles.

Le changement d'équilibre radiatif de surface dû aux nuages est appelé forçage radiatif des nuages. Le forçage radiatif des nuages est divisé en deux composantes distinctes. La première étant le forçage radiatif des nuages de longues longueurs d'onde (FRN_{lo}) et la deuxième étant le forçage radiatif des nuages de courtes longueurs d'onde (FRN_{co}). Ils sont déterminés par Ramanathan et al. (1989) et par Curry et al. (1996) d'après les équations suivantes.

$$FRN_{lo} = F_1 - F_0 \quad (2.4-4)$$

$$FRN_{co} = Q_1 - Q_0 \quad (2.4-5)$$

où F et Q sont les flux de rayonnement IR net et de rayonnement solaire net en surface, respectivement. L'indice I correspond au flux radiatif quand le ciel est couvert de nuages et

l'indice 0 correspond au flux radiatif quand le ciel est sans nuages. Ainsi, le forçage radiatif des nuages est égal à la différence entre le flux radiatif par ciel couvert et le flux radiatif en ciel clair. Le forçage radiatif des nuages net (FRN_{net}) peut se calculer comme étant la somme de ces deux forçages radiatifs comme suit :

$$FRN_{net} = FRN_{lo} + FRN_{co} \quad (2.4-6)$$

Les valeurs de FRN_{net} sont positives pour un réchauffement et sont négatives pour un refroidissement de la surface.

Le forçage radiatif des nuages dans les longues longueurs d'onde, les courtes longueurs d'onde et le forçage radiatif des nuages net sont représentés sur la figure 2.4-3-A, B et C, respectivement. Les simulations du modèle GEM (v3.3.0) sans filtrage des nuages minces sont représentées avec des lignes bleues (pour des trois cases FRN_{lo} , FRN_{co} , et FRN_{net}) et pour les simulations où le filtre des nuages minces est utilisé sont représentées avec des lignes de différentes couleurs.

En Arctique, la radiation solaire est quasi absente au cours de la saison hivernale. L'équilibre radiatif de la surface terrestre est donc fortement piloté par la radiation des longues longueurs d'onde. Avec des conditions atmosphériques typiquement sèches, et donc moins opaques pour la radiation de LW, la présence des nuages augmente significativement l'émissivité de LW par l'atmosphère. La radiation des longues longueurs d'onde vers le bas à la surface est plus grande quand les nuages sont présents (voir des figures 2.1-1-A et 2.1-7-A). C'est dû au fait que les nuages émettent dans la fenêtre optique, une bande de fréquence où l'atmosphère n'émet pas. Sur la figure 2.4-3-A on voit que la valeur de FRN_{lo} au cours du mois de septembre 97 est autour de 60 Wm^{-2} et décroît jusqu'à $\sim 25 \text{ Wm}^{-2}$ en janvier 98. Puis, de janvier à août 98 la valeur de FRN_{lo} croît jusqu'à une valeur de $\sim 60 \text{ Wm}^{-2}$. On note aussi, dans les simulations où était utilisé le filtre des nuages optiquement minces, que FRN_{lo} décroît plus rapidement pendant l'hiver si la valeur de filtre sélectionné est plus grand (en janvier 98 pour la simulation sans filtre le $FRN_{lo} \sim 30 \text{ Wm}^{-2}$, par contre le $FRN_{lo} \sim 10 \text{ Wm}^{-2}$ pour la simulation avec filtrage des nuages optiquement minces de 2). C'est un élément

supplémentaire appuyant le fait que les nuages hivernaux sont plus sensibles au filtrage des nuages optiquement minces que les nuages dans la saison estivale (voir les figures 2.4-3-A et B).

Pendant l'hiver, quand il n'y a pas de contribution de la radiation solaire, l'effet des nuages sur l'équilibre radiatif de surface des courtes longueurs d'onde vers le bas à la surface est zéro (figure 2.4-3-B). Lors de la saison estivale, l'albédo commence régulièrement à diminuer et l'incrément de couverture nuageuse limite l'insolation en surface (l'effet de refroidissement). La plus grande quantité négative de forçage radiatif des nuages des courtes longueurs d'onde apparaît entre les mois de juin et juillet 98 ($\sim -80 \text{ Wm}^{-2}$) et après la valeur augmente car l'albédo diminue (dû aux ouvertures de glace). De plus (figure 2.4-3-B), les nuages sont beaucoup plus épais au cours de la saison estivale, ainsi le filtrage d'une partie des nuages affecte peu la FRN_{co} dans cette saison.

La figure 2.4-3-C présente la FRN_{net} pendant l'année SHEBA. La somme des deux forçages (le forçage radiatif des nuages de longues longueurs d'onde et de courtes longueurs d'onde) montre la contribution relative de chaque forçage au cours de l'année. En général, la tendance du cycle annuel du forçage radiatif net est : un effet de réchauffement au cours de l'hiver, du printemps et de l'automne et un effet de refroidissement au cours de l'été. Les nuages réchauffent la surface entre les mois de septembre et mai 98. Par contre, ils refroidissent la surface de mai à août 98 (voir la figure 2.4-3-C). Dans ce cas également, on peut voir l'influence des nuages minces. En filtrant les nuages minces avec un seuil d'épaisseur optique plus élevé, l'influence sur le forçage radiatif des nuages net est plus remarquable (voir la figure 2.4-3-C). On peut dire que le forçage radiatif en surface des nuages minces s'avère relativement important et atteint de 10 à 20 Wm^{-2} en hiver démontrant ainsi l'importance radiative de ces nuages afin de bien reproduire le LWD pour cette période de l'année.

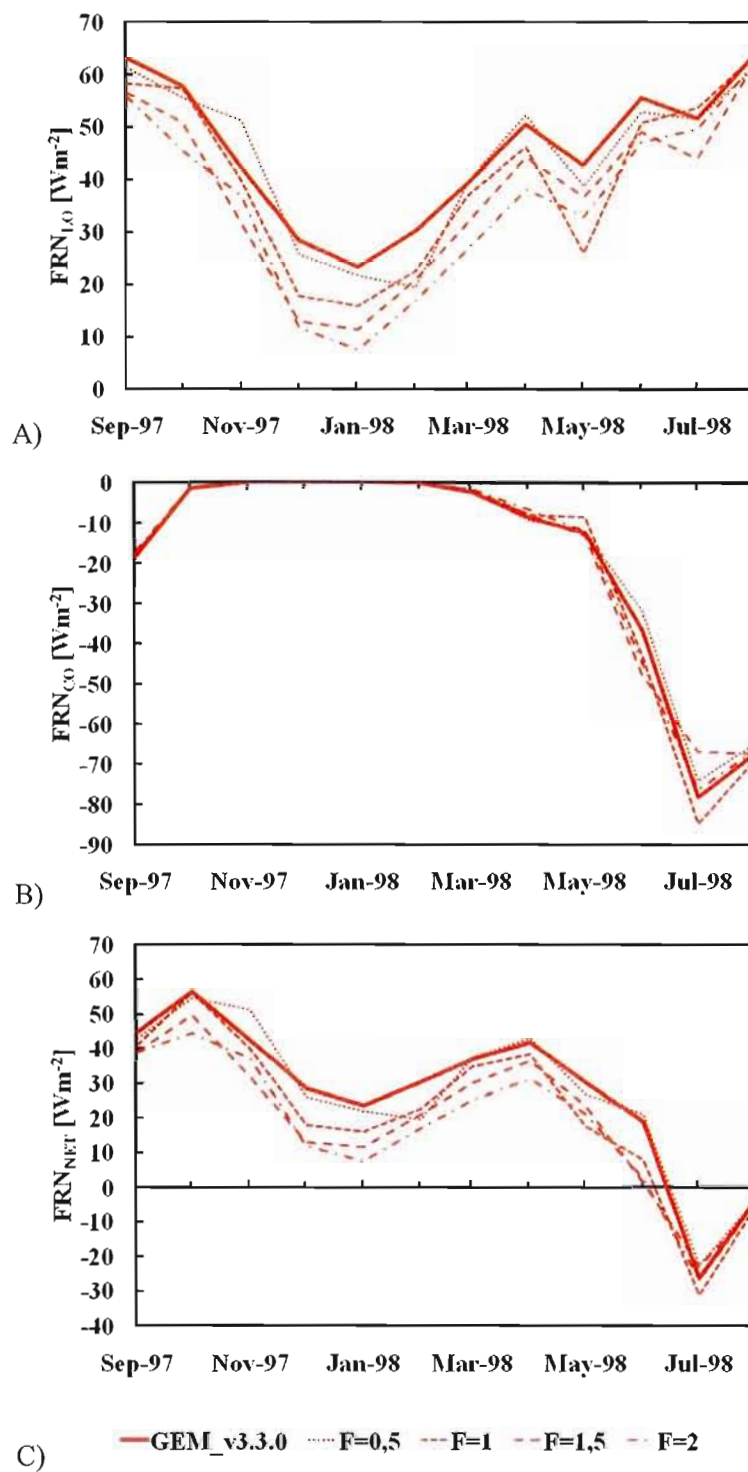


Figure 2.4-3 Le forçage radiatif des nuages de longues longueurs d'onde (A), de courtes longueurs d'onde (B) et le forçage radiatif net des nuages (C)

CHAPITRE III

RÉSUMÉ ET CONCLUSION

L'objectif de cette étude était d'évaluer les processus radiatifs et les nuages du modèle GEM – LAM, pour l'année SHEBA en Arctique. Ce modèle a été développé par la Direction de la recherche météorologique en collaboration avec le Centre Météorologique Canadien d'Environnement Canada. Le modèle nous a permis d'effectuer une étude des interactions des processus physiques. La stratégie d'évaluation du modèle a été de comparer les simulations effectuées par le modèle GEM avec des observations de SHEBA et avec des modèles participant à l'expérience ARCMIP. Dans le cas du modèle GEM – LAM, les simulations sont faites avec approximativement les mêmes conditions externes (mêmes conditions aux frontières, résolutions horizontales, et largeur de domaine) que celles utilisées dans le cas des modèles participants à l'expérience ARCMIP. Les simulations sont faites pour la période de septembre 1997 à octobre 1998 au-dessus de l'océan arctique ouest - SHEBA projet.

Dans cette étude nous avons évalué le bilan radiatif en surface avec les observations de haute qualité de SHEBA. Sur des bases mensuelle et journalière, les modèles représentent les radiations des longues et courtes longueurs d'onde vers le bas à la surface raisonnablement bien, mais l'écart entre les simulations des différents modèles est plus grand pour SWD que pour les LWD à la surface. Les plus grandes différences de SWD et de LWD simulées par les différents modèles, par rapport aux observations de SHEBA, se manifestent durant la saison estivale. De façon générale, les flux radiatifs en surface sont bien reproduits par le modèle GEM, mais la version 3.3.0 de GEM-LAM a simulé systématiquement une valeur plus élevée de LWD comparativement à la version 3.2.2. Trois facteurs contribuant à ces différences ont été identifiés : (1) la version 3.3.0 de GEM est plus humide dans les bas niveaux durant

l'hiver; (2) le couvert nuageux de la version 3.3.0 est plus élevé l'hiver que la version 3.2.2; (3) le retrait de la limite permise pour la quantité d'eau des nuages dans le schéma radiatif de la nouvelle version. Ces trois facteurs contribuent à augmenter le LWD.

Pendant l'été, les deux versions de GEM se distinguent des autres modèles par un couvert nuageux très près des observations. Cela a un impact majeur sur le SWD et le LWD en surface car les deux variables sont plus près aux observations durant l'été. Dans la perspective d'un couplage de GEM avec un modèle océanique et de glace, ces résultats sont encourageants car des erreurs dans le bilan radiatif en surface au printemps et en été auraient eu une incidence majeure sur la fonte des glaces dans un modèle couplé et cette erreur se propagerait rapidement à travers la rétroaction glace de mer-albédo.

Malgré le bon accord du rayonnement de surface observé et simulé dans la plupart des modèles, le modèle GEM (ainsi que les autres modèles) ont plus de difficultés à simuler les facteurs qui contrôlent l'interaction nuages-rayonnement et l'albédo de surface. La plupart des modèles surestiment le cycle annuel d'albédo de la surface. GEM surestime l'albédo de la surface pendant toutes les saisons dans cette expérience, car il ne prend pas en compte les ouvertures dans la glace (crevasses, etc.). Par conséquent, cela contribue à la surestimation de l'albédo pendant toutes les saisons de ce modèle. Cependant, la plus grande différence est trouvée pour la couverture nuageuse. La majorité des modèles surestime la couverture nuageuse hivernale observée par le satellite, par contre, ils simulent plus ou moins correctement la couverture nuageuse durant l'été. La bonne corrélation du modèle GEM dans les SWD à la surface avec les observations de SHEBA peut paraître surprenante en raison d'une mauvaise simulation de la couverture nuageuse. La surestimation du couvert nuageux est principalement causée par les nuages optiquement minces qui ne bloquent que très partiellement le rayonnement solaire en automne et au printemps. Également, ces nuages optiquement minces ont un impact relativement faible, mais certainement non négligeable, sur le bilan radiatif de la surface (ce qui est particulièrement vrai en hiver). Parallèlement, beaucoup de nuages arctiques sont optiquement minces et contribuent relativement peu à l'absorption de la SW et à l'émission LW. Ainsi, le rayonnement et les nuages ne sont pas

nécessairement en corrélation et l'apparition fréquente de nuages minces dans les modèles peut laisser peu de trace dans le rayonnement de la surface.

Le modèle GEM se comporte similairement aux autres modèles participant à cette expérience et tend à sous-estimer la quantité de vapeur d'eau intégrée verticalement pendant l'hiver. Cependant, contrairement aux autres modèles, GEM surestime la quantité de vapeur d'eau intégrée dans la verticale durant l'été. La plus importante surestimation est attribuable à la version v3.3.0 du modèle. La surestimation de l'humidité spécifique dans la version v3.3.0 du modèle GEM est liée à un biais chaud du modèle. Il semble donc que les deux versions simulent avec plus de précisions les profils verticaux d'humidité spécifique durant l'hiver comparativement à la saison d'été. Par contre, au cours de l'hiver les deux versions de GEM simulent bien le profil vertical de la température par rapport aux observations de SHEBA. Les résultats présentés précédemment (section 2.2.3) ont montré que la quantité d'eau liquide est sous-estimée dans GEM. De plus, le problème est amplifié dans la nouvelle version. L'eau liquide intégrée verticalement est fortement sous-estimée sauf pour des températures plus élevées. La version v3.3.0 du modèle GEM présente de la difficulté à reproduire l'eau liquide intégrée verticalement pour des températures sous le point de congélation. De plus, les comportements de ratio ($IWP / (IWP + LWP)$) des deux versions du modèle GEM – LAM vus dans la section 2.2.3 sont causés par un changement dans la répartition de l'eau liquide et de glace intégrées à la verticale dans le schéma microphysique. Les évaluations des précipitations sur des bases mensuelle et quotidienne ont été entreprises afin de voir si le biais chaud et humide des deux versions du modèle GEM durant la saison estivale avaient une incidence sur le taux de précipitation. Selon les résultats, il semble que ce soit effectivement le cas car la surestimation plus importante de la précipitation de la version 3.3.0 soit liée au biais positif important de la quantité d'eau précipitable de cette version pour juin (voir section 2.1.4).

Également, les co-variabilités entre deux variables des données instantanées (de 3 heures) des modèles sont considérées afin de mieux évaluer la relation entre les processus physiques dans les modèles. Tel qu'anticipé, les observations montrent que le rayonnement

incident en surface dans les courtes longueurs d'onde diminue lorsque la couverture nuageuse augmente et GEM représente correctement cette variation. De plus, le modèle GEM représente raisonnablement bien la diminution du rayonnement solaire incident en surface dans la région des courtes longueurs d'onde avec l'augmentation de l'eau totale dans les nuages ce qui n'est pas le cas dans la plupart des modèles. Wyser et al. (2008) ont suggéré que ceci pourrait être lié à des problèmes de distinction entre l'eau liquide et la glace dans le nuage dans les modèles participant à l'expérience ARCMIP. Une autre cause est probablement due aux trop petites valeurs du rayon efficace de la glace paramétrisé par rapport à ceux observés pendant SHEBA. Il faut mentionner aussi que les rayons effectifs des nuages de glace utilisés dans la simulation du modèle GEM étaient dans une plage plus petite que ceux observés durant les observations de SHEBA (par exemple, $15 \mu\text{m}$ (v3.3.0) et $20 - 50 \mu\text{m}$ (v3.2.2): GEM – LAM; $7 - 300 \mu\text{m}$: SHEBA). Les résultats obtenus avec GEM – LAM montrent également une dispersion plus réaliste de SWD en fonction de l'eau liquide intégrée à la verticale telle qu'observée durant SHEBA.

En général, concernant le GEM – LAM, sur une base mensuelle, GEM-LAM performe remarquablement bien pour le flux de rayonnement solaire vers le bas à la surface et pour l'humidité spécifique. Il a cependant un grand biais positif pour la couverture de nuage pendant l'hiver lorsqu'on le compare avec les observations satellitaires. Sur une base quotidienne, la difficulté à simuler la couverture de nuage affecte fortement la simulation de flux radiatif à la surface avec un RMSE relativement élevé, cependant, le biais reste faible. Ces résultats suggèrent que le modèle a difficulté de simuler les nuages hivernaux mais ça peut être lié aux difficultés d'observer les nuages optiquement minces en Arctique durant l'hiver. Wyser et Jones (2005) ont montré que les moyennes mensuelles pour la couverture nuageuse en Arctique sont différentes dépendamment des instruments utilisés pour observer les nuages à cause de la sensibilité de différents instruments à détecter les nuages minces. Les modèles comptent pour un nuage même la plus petite quantité d'eau/glace, indépendamment de son épaisseur optique. La couverture nuageuse simulée est donc susceptible d'être biaisée positivement par rapport aux observations satellitaires (Wyser et al. 2008).

À partir des observations, on a vu qu'au cours de la période hivernale un fort pourcentage des nuages en Arctique sont optiquement minces. Il est donc très difficile de les observer (Jones 2005). C'est possiblement l'une des raisons permettant d'expliquer le grand écart entre la couverture des nuages simulée par les modèles et les observations. Afin de vérifier cette hypothèse, un filtre des nuages optiquement minces a été appliqué en sortie du modèle GEM – LAM (expliqué dans la section 2.4). En appliquant ce filtre, on note que la couverture nuageuse simulée décroît significativement au cours de l'hiver et s'approche des observations. Par contre, au cours de l'été, le filtrage des nuages optiquement minces n'a pratiquement pas d'effet, car lors de cette saison, les nuages sont plus épais et souvent en couches multiples. Après filtrage d'épaisseur optique égale à 0,5, la simulation de la couverture nuageuse par le modèle a été légèrement améliorée. Ce filtrage des nuages optiquement minces appliqué avant de faire la moyenne mensuelle de la couverture nuageuse ne nous indique pas que le modèle reproduit trop de nuages minces; mais ceci peut nous amener à penser que certains instruments ne peuvent détecter les nuages minces et qu'il faudrait ainsi supprimer les nuages qui sont au-dessous de la sensibilité des instruments utilisés pendant les mesures (dans ce cas les satellites).

Le filtrage des nuages optiquement minces réalisé permet aussi d'évaluer l'importance radiative de ces nuages sur le bilan radiatif en surface. Le forçage radiatif des nuages net (FRN_{net}) a été calculé comme la somme de deux forçages radiatifs (FRN_{lo} et FRN_{co}) et montre la contribution relative de chaque forçage au cours de l'année. Il a été constaté que la radiation des longues longueurs d'onde vers le bas à la surface est plus grande lorsque les nuages sont présents, surtout au cours de l'hiver. En général, la tendance du cycle annuel du forçage radiatif net est : un effet de réchauffement au cours de l'hiver, du printemps et de l'automne et un effet de refroidissement au cours de l'été (ce que confirme l'étude d'Intrieri et al., 2002). Le refroidissement de la saison estivale est relié à la diminution graduelle de l'albédo mais aussi à la limitation de l'insolation de surface causée par l'incrémentaire arbitraire de la couverture nuageuse.

Finalement, le filtre est sensible pour les nuages hivernaux qui sont optiquement minces, mais n'a pas l'influence pour les nuages d'été parce qu'ils sont plus épais au cours de cette période. Lorsque les nuages optiquement minces sont filtrés à la sortie de GEM, la simulation de la couverture nuageuse est beaucoup plus proche aux observations satellitaires de SHEBA. Aussi, on peut ajouter que le forçage radiatif en surface des nuages minces s'avère relativement important et atteint de 10 à 20 Wm^{-2} en hiver démontrant ainsi l'importance radiative de ces nuages afin de bien reproduire le LWD pour cette période de l'année.

En général, les différences entre des simulations de modèles peuvent être attribuées à différents types de formulations des processus physiques et de leurs représentations. Les écarts obtenus entre les modèles et les observations du SHEBA renforcent la nécessité d'améliorer les paramétrages des processus physiques associés aux nuages et à la surface.

BIBLIOGRAPHIE

- ACIA 2004: Impacts of a warming Arctic: arctic climate impact assessment. *Overview report*, Cambridge University Press, Cambridge, pp 146.
- Beesley, J. A., Bretherton, C. S., Jacob, C., Andreas, E. I., Intrieri, J. M. and Uttal, T. A., 2000: A Comparison of Cloud and Boundary Layer Variables in the ECMWF Forecast Model with Observations at the Surface Heat and Energy of the Arctic (SHEBA) ice camp. *J. Geophys. Res.*, **105**(D10), 12337–12349.
- Boudala F., Isaac G., Cober S., et Fu Q., 2004: Liquid fraction in stratiform mixed-phase clouds from in situ observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 2919–2931.
- Box J.E., Rinke A., 2003: Representation of Greenland ice sheet surface climate in the HIRHAM regional climate model. *J. Clim.*, **16**, 1302–1319.
- Bromwich D.H., Cassano J.J., Klein T., Heinemann G., Hines K.M., Steffen K., Box J.E., 2001: Mesoscale modeling of katabatic winds over Greenland with the Polar MM5. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2290–2309.
- Cassano J.J., Box J.E., Bromwich D.H., Li L., Steffen K., 2001: Evaluation of Polar MM5 simulations of Greenland's atmospheric circulation. *J. Geophys. Res.*, **106**, 33867–33889.
- Caya D., Laprise R., 1999: A semi-implicit semi-Lagrangian regional climate model: the Canadian RCM. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 341–362.
- Chen, B., D. H. Bromwich, K. M. Hines, and X. Pan, 1995: Simulations of the 1979–1988 polar climates by global climate models. *Ann. Glaciol.*, **21**, 85–90.
- Chen Q.S., Bromwich D.H. et Bai L., 1997: Precipitation over Greenland retrieved by a dynamic method and its relation to cyclonic activity. *J. Climate*, **10**, 839 – 870.
- Christensen J.H., Christensen O.B., Lopez P., van Meijgaard E., Botzet M., 1996: The HIRHAM4 regional atmospheric climate model. *DMI Sci. Rep. 96–4*, Dan. Meteorol. Inst., Copenhagen, 51pp.
- Covey C., AchutaRao K.M., Cubasch U., Jones P., Lambert S.J., Mann M.E., Phillips T.J., Taylor K.E., 2003: An overview of results from the coupled model intercomparison project. *Global and Planetary Change*, **37**, 103–133.
- Curry, J. A., 1986: Interactions among Turbulence, Radiation and Microphysics in Arctic Stratus Clouds. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 90–106.
- Curry, J. A., Rossow, W. B., Randall, B., et Schramm J. L., 1996: Overview of Arctic cloud and radiation characteristic. *J. Climate*, **9**, 1731 – 1764.

- Curry, J. A., Hobbs, P. V., King, M. D., Randall, D. A., Minnis, P., Isaac, G. A., Pinto, J. O., Uttal, T., Bucholtz, A., Cripe, D. G., Gerber, H., Fairall, C. W., Garrett, T. J., Hudson, J., Intrieri, J. M., Jakob, C., Jensen, T., Lawson, P., Marcotte, D., Nguyen, L., Pilewskie, P., Rangno, A., Rogers, D. C., Strawbridge, K. B., Valero, F. P. J., Williams A. G., et Wylie, D., 2000: FIRE Arctic Clouds Experiment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **81**, 5–29.
- Curry J.A., Schramm J.L., Perovich D.K., Pinto J.O., 2001: Applications of SHEBA/FIRE data to evaluation of snow/ice albedo parameterizations. *J. Geophys. Res.*, **106**, 15345–15355.
- Dethloff K., Rinke A., Lehmann R., Christensen J.H., Botzet M., Machenhauer B., 1996: A regional climate model of the Arctic atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **101**, 23401–23422.
- Dethloff K., Abegg C., Rinke A., Hebestadt I., Romanov V., 2001: Sensitivity of Arctic climate simulations to different boundary layer parameterizations in a regional climate model. *Tellus* **53A**, 1–26.
- Duynkerke P.G., and S.R. de Roode, 2001: Surface energy balance and turbulence characteristics observed at the SHEBA Ice Camp during FIRE III. *J. Geophys. Res.*, **106**(D14), 15313 – 15322.
- Fouquart Y., Bonnel B., 1980: Computation of solar heating of the Earth's atmosphere: a new parameterization. *Beitr. Phys. Atmos.*, **53**, 35–62.
- Fuzhong Weng et Norman C. Grody, 1999: Retrieval of Ice Cloud Parameters Using a Microwave Imaging Radiometer. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1069–1081.
- Girard É., 1998: Étude d'un effet indirect des aérosols acides en Arctique : Le cycle de déshydratation. *Thèse de doctorat, Mc Gill University*, 311p.
- Girard E., Blanchet J.P., 2001: Microphysical parameterizations of arctic diamond dust, ice fog and thin stratus for climate models. *J. Atmos. Sci.*, **7**, 1199–1221.
- Hack J.J., Boville B.A., Briegleb B.P., Kiehl J.T., Rasch P.J., Williamson D.L., 1993: Description of the NCAR Community Climate Model (CCM2). *NCAR Technical Note*, NCAR/TN-382+STR, 120pp.
- Harrison, E.F., et al., 1990: Seasonal variations of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment. *J. Geophys. Res.*, **95**, 18, 687–18, 703.
- Harshvardhan R.D., Randall D.A., Corsetti T.G., 1987: A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models. *J. Geophys. Res.*, **92**, 1009–1016.
- Hodur R.M., 1997: The Naval Research Laboratory's coupled ocean/atmosphere mesoscale prediction systems (COAMPS®). *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1414–1430.
- Huffman G.J., Alder R.F., Arkin P.A., et al., 1997: The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Data Set. *Bull. Amer. Meteorology Soc.*, **78**, 5 – 20.
- Huffman G.J., Alder R.F., Morrissey M.M., 2001: Global precipitation at on-degree daily resolution from multisatellite observations. *J. Hydrometeorology*, **2**, 36 – 50.

- Intrieri, J. M., Fairall, C. W., Shupe, M. D., Persson, P. O. G., Andreas, E. L., Guest, P. S., et Moritz, R. E., 2002: An annual cycle of Arctic surface cloud forcing at SHEBA. *J. Geophys. Res.*, **107**(C10), 8039.
- IPCC: 2001, Climate Change, 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J. Noguera, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., and Johnson C.A. (eds.)]. *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*, pp. 881.
- Jacob D., 2001: A note to the simulation of annual and interannual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **77**, 61–73.
- Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev G.V., Nagurnyi A.P., Zakharov V.F., Bobylev L.P., Pettersson L.H., Hasselmann K., Cattle H.P., 2004: Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability. *Tellus*, **56A**:328.
- Jones C.G., Wyser K., Ullerstig A., Willen U., 2004a: The Rossby Centre Regional Atmospheric Climate Model (RCA) PartII: Application to the arctic climate. *Ambio* **33**:261–266.
- Jones C.G., Willen U., Ullerstig A., Hansson U., 2004b: The Rossby Centre Regional Atmospheric Climate Model (RCA). Part I: Model climatology and performance for the present climate over Europe. *Ambio* **33**:4-5, 199-210.
- Laprise, R., 1992: The Euler equations of motion with hydrostatic pressure as independent variable. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 197–207.
- Laprise R., Caya D., Giguère M., Bergeron G., Côté H., Blanchet J.-P., Boer G.J., McFarlane N., 1998: Climate and climate change in Western Canada as simulated by the Canadian regional climate model. *Atmos. Ocean*, **36**(2), 119–167.
- Li, J. and H. W. Barker, 2005: A Radiation Algorithm with Correlated-k Distribution. Part I: Local Thermal Equilibrium. *Journal of the Atmospheric Science*, **62**, 286-309.
- Lynch A.H., Chapman W.L., Walsh J.E., Weller G., 1995: Development of a regional climate model of the Western Arctic. *J. Clim.*, **8**, 1555–1570.
- Lynch A.H., Maslanik J.A., Wu W., 2001: Mechanisms in the development of anomalous sea ice extent in the western Arctic: a case study. *J. Geophys. Res.*, **106**, 28097–28105.
- Mahrt, L., 1998: Stratified Atmospheric Boundary Layers and Breakdown of Models. *Theoret. Comput. Fluid Dynamics*, **11**, 263–279.
- Mailhot Jocelyn, Stéphane Bélair, Robert Benoit, Bernard Bilodeau, Yves Delage, Luc Fillion, Louis Garand, Claude Girard et André Tremblay, 1998: Scientific Description of RPN Physics Library –version 3.6.
- Meehl, G. A., Boer, G. J., Covey, C., Latif, M., Stouffer, R. J., 2000: The Coupled Model Intercomparison Project (CMIP). *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **81**, 313–318.

- Mlawer E.J., Taubman S.J., Brown P.D., Iacano M.J., Clough S.A., 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-K model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16663–16682.
- Mokhov L.I., and Schlesinger, 1994: Analysis of global cloudiness: 2. Comparison of ground – based and satellite – based cloud climatologies. *J. Appl. Meteorol.*, **99**(D8), 17045 – 17065.
- Morcrette J.-J., 1984: Sur la paramétrisation du rayonnement dans les modèles de la circulation générale atmosphérique. *Thèse de doctorat, Université des sciences et techniques de Lille*, pp 373.
- Morrison H.C., Shupe M., Curry J.A., 2003: Modeling clouds observed at SHEBA using a bulk microphysics parameterization implemented into a single-column model. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4255.
- Niemelä S., Räisänen P., Savijärvi H., 2001: Comparison of surface radiative flux parameterizations. Part I: Longwave radiation. *Atmos. Res.*, **58**, 1–18.
- Perovich DK, Tucker WB III, Ligett K.A., 2002: Aerial observations of the evolution of ice surface conditions during summer. *J. Geophys. Res.*, **107**(C10):8048.
- Persson, P. O. G., Uttal, T., Intrieri, J. M., Fairall, C. W., Andreas, E. L., et Guest, P. S., 1999: Observations of Large Thermal Transitions during the Arctic Night from a Suite of sensors at SHEBA. *Preprints, 3rd Symp. on Integrated Observing Systems.*, Jan. 10–15, Dallas, TX, 171–174.
- Persson, P. Ola G., Fairall, C. W., Andreas, E. L., Guest, P. S., and Perovich, D. K. 2002: Measurements near the Atmospheric Surface Flux Group tower at SHEBA: Near-surface Conditions and Surface Energy Budget. *J. Geophys. Res.*, **107**(C10), 8045, doi: 10.1029/2000JC000705, 2002.
- Ramanathan V., Cess R. D., Harrison E. F., Minnis P., Barkstrom B. R., Ahmad E., et Hartmann D., 1989: Cloud – radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, **243**, 57 – 63.
- Randall D., Curry J., Battisti D., Flato G., Grumbine R., Hakkinen S., Martinson D., Preller R., Walsh J., and Weatherly J., 1998 : Status of and outlook for large – scale modeling of atmosphere-ice-ocean interactions in the Arctic. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **79**, 197 – 219.
- Räisänen, J. 2001: CO₂-induced Climate Change in the Arctic area in the CMIP2 Experiment'. *SWECLIM Newsletter*, **11**, 23–28.
- Räisänen J., 2002: CO₂-induced changes in interannual temperature and precipitation variability in 19 CMIP2 experiments. *J. Clim.*, **15**, 2395–2411.
- Rigor I.G., Colony R.L. et Martin S., 2000: Variations in surface air temperature in the Arctic, 1979–97. *J. Climate*, **13**, 896 – 914.
- Rinke A., Dethloff K., Christensen J.H., Botzet M., and Machenhauer B., 1997: Simulation and validation of Arctic radiation and clouds in a regional climate model. *J. Geophys. Res.*, **102**(D25), 29833 – 29847.

- Rockel, B., E. Raschke, and B. Weyres, 1991: A parameterization of broad band radiative transfer properties of water, ice, and mixed clouds. *Beitr. Phys.*, **64**, 1–12.
- Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L., Christoph M., Claussen M., Dumenil L., Esch M., Giorgetta M., Schlese U., Schulzweida U., 1996: The atmospheric general circulation model {ECHAM-4}: model description and simulation of present-day climate. *Report no. 218, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg*.
- Rossow W.B., Walker A.W., and Garder L.C., 1993: Comparison of ISCCP and other cloud amounts. *J. Clim.*, **6**, 2394 – 2418.
- Sass B.H., Rontu L., Savijärvi H., Räisänen P., 1994: HIRLAM-2 Radiation scheme: Documentation and tests. *HIRLAM Technical Report No. 16, SMHI, SE-601 76 Norrköping, Sweden*, 43 pp.
- Schnell R.C., Barry R.G., Miles M.W., et al., 1989: Lidar studies of leads in Arctic sea ice. *Nature*, **339**, 530 – 532.
- Schweiger A.J., Lindsay R.W., Key R.J., and Francis J.A., 1999: Arctic clouds in multiyear satellite data sets. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1845 – 1848.
- Serreze M.C., Kahl J.D. et Schnell R.C., 1992b: Low-level temperature inversions of the Eurasian Arctic and comparisons with Soviet drifting station data. *J. Climate*, **5**, 615 – 629.
- Serreze M.C., Barry R.G., Walsh J.E., 1995a: Atmospheric water vapor characteristics at 70° N. *J. Climate*, **8**, 719 – 731.
- Serreze M.C., Clark M.P. and Bromwich D.H., 2003b: Monitoring precipitation over the Arctic terrestrial drainage system: Data requirements, shortcomings and applications of atmospheric reanalysis. *J. Hydrometeorology*, **4**, 387 – 407.
- Shupe M.D., Uttal T., Matrosov S.Y., Frisch A.S., 2001: Cloud water contents and hydrometeor sizes during the FIRE Arctic clouds experiment. *J. Geophys. Res.*, **106**, 15015–15028.
- Shupe M.D., Matrosov S.Y., Uttal T., 2006: Arctic mixed-phase cloud properties from surface-based sensors at SHEBA. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 697–711.
- Slingo A., 1990: Sensitivity of the Earth's radiation budget to changes in low clouds. *Nature*, **343**, 49 – 51.
- Stephens G. L., and P. G. Webster, 1980: Clouds and Climate: Sensitivity of Simple Systems. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **38**, 235-247.
- Sundqvist, H., E. Berge and J. E. Kristjansson, 1989: Condensation and cloud parameterization studies with a mesoscale numerical weather prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1641-1657.
- Tanguay, M., A. Simard, and A. Staniforth, 1989: A three-dimensional semi-Lagrangian scheme for the Canadian regional finite-element forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1861–1871.
- Tao, X., J. E. Walsh, and W. L. Chapman, 1996: An assessment of global climate model simulations of Arctic air temperatures. *J. Climate*, **9**, 1060–1076.

- Tjernström M., Zagar M., Svensson G., Cassano J.J., Pfeifer S., Rinke A., Wyser K., Dethloff K., Jones C., Semmler T., Shaw., 2005: Modelling the arctic boundary layer : An evaluation of six arcmp regional-scale models using data from the sheba project. *Boundary - layer meteorology*, **117**, n 2 (204 p.).
- Walsh, J.E., V. M. Kattsov, W. L. Chapman, V. Govorkova, and T. Pavlova, 2000: Comparison of Arctic climate simulations by uncoupled and coupled global models. *J. Climate*, **15**, 1429–1446.
- Westwater E.R., Han Y., Shupe M.D., Matrosov S.Y., 2001: Analysis of integrated cloud liquid and precipitable water vapour retrievals from microwave radiometers during SHEBA. *J. Geophys. Res.*, **106**, 32019–32030.
- Wild M., Ohmura A., Gilgen H., Morcrette J.J., Slingo A., 2001: Downward longwave radiation in general circulation models. *J. Clim.*, **14**, 3227–3239.
- Wyser K., Jones C.G., 2005: Modeled and observed clouds during surface heat budget of the Arctic Ocean (SHEBA). *J. Geophys. Res.*, **110**, D09207. doi:10.1029/2004JD004751.
- Wyser K., Jones C.G., Du P., Girard E., Willén U., Cassano J., Christensen J.H., Curry J.A., Dethloff K., Haugen J.E., Jacob D., Körtzow M., Laprise R., Lynch A., Pfeifer S., Rinke A., Serreze M., Shaw M.J., Tjernstrom M., Zagar M., 2008: An Evaluation of Arctic Cloud and Radiation processes during the SHEBA year: Simulation results from 8 Arctic Regional Climate Models. *Clim. Dyn.*, **30**, 203–223.
- Xie P. and Arkin P.A., 1997: Global Precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteorological Soc.*, **78**, 2539 – 2558.
- Zadra, A., D. Caya, J. Côté, B. Dugas, C. Jones, R. Laprise, K. Winger, and L.-P. Caron, 2008: The next Canadian regional climate model. *Phys. Canada*, **64**.